Ing. Dr. WALTER SAUER

EL MAPA GEOLOGICO DEL ECUADOR

EDITORIAL UNIVERSITARIA

Ing. Dr. WALTER SAUER

EL MAPA GEOLÓGICO DEL ECUADOR

Editorial Universitaria
Quito – Ecuador
— 1957 —

ÍNDICE:

EL MAPA GEOLÓGICO DEL ECUADOR

I. – INTRODUCCIÓN

La primera tentativa de representar la Geología del Ecuador, en forma de un croquis geológico, fue emprendida por Teodoro Wolf. A su valiosa obra “Geografía y Geología del Ecuador” (1892) está añadido un pequeño plano en escala 1:2000000, el que constituye una compilación sumaria de los resultados de sus investigaciones geológico-petrográficas del país. En cambio, el enorme mérito de Wolf está demostrado en sus extensos y detallados trabajos geográficos y en la elaboración de su Mapa Geográfico del Ecuador, en escala 1:445000. Sin embargo, las investigaciones petrográficas, geológicas y mineralógicas ocupan una considerable parte de su obra y han proporcionado, hasta hace unos tres decenios, el conocimiento de las condiciones geológicas de este país.

Los geólogos alemanes W. Reiss y A. Stübel, al mismo tiempo de T. Wolf, exploraron la parte volcánica septentrional de la Sierra ecuatoriana, en un viaje científico de cuatro años (1870-1874) por la América del Sur. La publicación, en alemán, del material extenso que resultó de esta exploración, se ha podido terminar sólo a principios de nuestro siglo.

Los demás autores que han tratado sobre la Geología del país, o han incluido en sus publicaciones noticias referentes a la Geología ecuatoriana, están enumerados en el índice de literatura, al fin de esta memoria. Además, se encuentra allí la explicación de las expresiones técnicas.

Para la elaboración del presente Mapa Geológico sirvieron, como fuentes principales, los trabajos geológicos más modernos que son, en primer lugar, los resultados de las detenidas exploraciones ejecutadas por las compañías petroleras, en cuanto han estado al alcance del público, y mis investigaciones geológicas, que realicé durante los años 1935 a 1950, en mis funciones de Profesor de Geología de la Universidad Central y de la Escuela Politécnica Nacional. Mis trabajos comprenden, en primer lugar, la parte montañosa del país, pero alcanzan también ciertas partes de la Costa y del Oriente.

Desde el año 1916 la Anglo Ecuadorian Oilfields Ltd. desarrolló, en la Península de Santa Elena, la explotación de los yacimientos petroleros, cuyos afloramientos, cerca de Ancón, fueron conocidos desde hace largo tiempo. La International Petroleum Co. of Ecuador (IPC) ha sometido la región entre la Costa y la Sierra (1938-1947) a una exploración extensa, mientras la Shell Co. of Ecuador, durante el tiempo de 1938-1948, ha conseguido amplios conocimientos de las condiciones geológicas del Oriente, es decir, de la región que se extiende desde el pie de la Cordillera Oriental hacia la Cuenca Amazónica. En los años 1921, 1927-1928 los geólogos de la Leonhard Exploration Co. han efectuado trabajos preliminares importantes. Contribuciones especiales al conocimiento geológico de la región interandina, entre Azogues y Cuenca, provienen de los trabajos de R. A. Liddle y Stuebi.

En la versión castellana me ayudó de modo eficaz el Profesor señor Jorge Tinajero, Curador del Instituto de Ciencias Naturales de la Universidad Central, especializado en idiomas clásicos y en el lenguaje nacional.

II. – OROGRAFÍA

A causa de las revoluciones geotectónicas a lo largo de la costa occidental del Continente Sudamericano, se ha levantado la potente muralla montañosa de los Andes, que ha dado a estas zonas una especial fisonomía geo-morfológica. Al lado occidental de la muralla gigantesca ha quedado sólo una faja costanera, plana y baja, a veces relativamente angosta, mientras a su pie oriental se encuentran las planicies de los extensos sistemas fluviales, que desaguan el Continente hacia el Océano Atlántico.

Por tanto, el Ecuador, como forma una parte occidental del Continente, geográficamente está repartido en tres secciones, del modo siguiente:

1) – La zona costanera occidental, poco montañosa y, preferentemente, plana que llamamos el Litoral.

2) – La parte media de los Andes, es decir la zona de la Sierra.

3) – La región oriental baja y, generalmente, plana, como parte de la Cuenca Amazónica, que vulgarmente se denomina el Oriente.

Las formas geográficas superficiales de la Tierra reflejan los procesos geológicos del interior. Consiguientemente, a la división geográfica del país corresponde la igual repartición geológica en tres zonas, esencialmente entre sí diferentes: el Litoral, la Sierra y el Oriente.

1) – EL LITORAL

El aspecto general orográfico del pequeño mapa que se acompaña (Fig. 1) hace conocer esenciales estructuras tectónicas, cuya importancia será tratada más tarde. Aproximadamente, de la mitad de la Cordillera Occidental se separa un ramal arqueado hacia el Occidente, al principio hundido en la depresión de los ríos Daule y Guayas y sólo señalado por el cerro de Samborondón y las colinas de Durán, continuando después en las cadenas de las cordilleras bajas de Chongón y Colonche, las que, acercándose a la costa, viran hacia el N-O, y muestran prolongaciones, más o menos pronunciadas, a lo largo de la costa, en dirección septentrional, para formar las montañas de Jama y los cerros de Cuaque. Al fin, retrocediendo hacia la Cordillera Occidental, se une con la Cordillera de Toisán. Entre este arco de montañas del Litoral y el pie occidental de los Andes se abre la depresión ancha y plana, que comprende el extenso sistema hidrográfico de los ríos Daule, Quevedo y Baba, los cuales, a su vez, forman el río Guayas, el único río grande de la costa occidental del Continente.

La costa septentrional del Golfo de Guayaquil, orientada en dirección NO-SE, está acompañada por las bajas cadenas de los cerros de Chanduy y Estancia.

Más al Sur se desvían otros ramales de la Cordillera Occidental hacia la costa suroriental del golfo y producen el estrechamiento considerable de la faja plana costanera. Las direcciones de las dos costas del golfo (NOe-SE, y NE-SOe) corresponden así a las direcciones de las cadenas cordilleranas situadas tierra adentro, en posición paralela. En consecuencia, se han formado las costas del golfo con dependencia de estos elementos orográficos tectónicamente manifestados, que son los cerros y cadenas mencionados.

También en la parte septentrional de la costa ecuatoriana se demuestra la influencia de las cadenas costaneras sobre la dirección de las líneas de la costa, que corren paralelas a la dirección de los elementos tectónicos de las montañas.

Por lo demás, las regiones del Litoral son planas o ligeramente accidentadas y onduladas.

Otros elementos morfológicos se destacan, en la costa, en Manta, en la península de Santa Elena y en la Provincia de El Oro; son las mesetas costaneras extensas, completamente planas, los así llamados tablazos, situados en dos o tres niveles, con diferencias altitudinales de 20 a 30 metros. Indican que el continente en estos lugares de la costa surgió del mar en correspondientes etapas del periodo cuaternario.

2) – LA SIERRA

Como murallas gigantescas se alzan los Andes, bruscamente, sobre las llanuras bajas, a alturas promedio de 4000 metros, a las que se encuentran superpuestos los volcanes apagados y activos, de los cuales el Chimborazo, con su altitud de 6310 metros, es el más grandioso. La separación de los Andes ecuatorianos en dos cadenas principales paralelas es característica en la parte septentrional del país. Se llaman Cordillera Occidental y Cordillera Oriental. Entre ellas está tendida la depresión interandina, que toma el nombre de altiplano, de 30 a 40 kilómetros de anchura. Está separada por las acumulaciones de material volcánico en hoyas independientes, cuyo desagüe se realiza por hondos valles transversales, cortados en ambas cordilleras, alternativamente, hacia el Oeste, al Océano Pacífico, y hacia el Este al Océano Atlántico.

Las cordilleras constan, regularmente, de varias cadenas paralelas e incluyen entre ellas los valles longitudinales, entre los que deben ser mencionados, como ejemplos bien pronunciados, los valles del río Chimbo y del río Toachi, en la Cordillera Occidental, y de los ríos Gualaceo, Shiña y León de las provincias Cañar y Azuay; además, los valles de los ríos Valladolid y Mayo en la parte austral de la Cordillera Oriental. La dirección de estos valles longitudinales refleja importantes líneas estructurales de la tectónica de las cordilleras.

Generalmente las cordilleras siguen la dirección N-S; en la región septentrional del país se inclinan algo hacia el NNE-SSO, y en el Sur se arquean hacia el NE-SO en las partes occidentales y toman rumbo N-S en el lado oriental. Así tiene la Sierra, ligeramente, la forma de la letra S.

Anteriormente Th. Wolf ha dado a la Cordillera Oriental también la denominación Cordillera Real. Probablemente quiso aplicar este nombre a nuestra Cordillera Oriental, porque la prolongación de ella en Colombia se llama también Cordillera Real, al Este de la cual se encuentra la Cordillera Oriental colombiana.

En el Ecuador, también al Este de la Cordillera, actualmente llamada Oriental, se manifiesta una Tercera Cordillera con dirección paralela a la Oriental, pero bien separada de ella y con sus características singulares. El geógrafo ecuatoriano Luciano Andrade Marín, ya hace tres decenios, demostró la existencia de la Tercera Cordillera al Este de los famosos Llanganates, distanciada por la depresión honda y ancha de los ríos Topo y Boschetti. Las investigaciones dieron el resultado de que esta "Tercera Cordillera" difiere también geológicamente de la Cordillera Oriental o Real, como la denominó Th. Wolf. De este modo la aplicación de la expresión Cordillera Real a la actualmente llamada Oriental, habría sido muy oportuna porque, en consecuencia, la Cordillera, hoy en día, llamada Tercera, podría recibir el nombre de Cordillera Oriental. Por de pronto, se debe dejar las denominaciones de las cordilleras como están.

En el Sur del país se manifiestan, como Tercera Cordillera, la del Cóndor, con alturas de más de 2000 metros y su prolongación al Norte del río Namangoza la Cordillera Cutucú, con elevaciones entre 1000 y 2000 metros, cuyas estribaciones boreales llegan hasta cerca de la unión del río Palora con el río Pastaza, bajo cuyo abanico de aluviones, dispuestos en gigantesco semicírculo de cerca de 100 kilómetros de radio, al pie de los Andes, desaparecen esas cordilleras.

Al Norte del río Pastaza, la Tercera Cordillera está constituida por la Cordillera de Abitagua, los Sachallanganati, las cordilleras de Pallurcu y Guacamayos, las sierras de Guagraurcu y Pan de Azúcar, mostrando alturas entre 2000 y 3000 metros, y separada de la Cordillera Oriental por la depresión que se dirige de Sur a Norte, formando los valles anchos de los ríos Topo, Boschetti, Jatunyacu (curso inferior), Cosanga y Quijos, es decir, por la así llamada depresión Topo-Quijos.

En el Sur, la separación de las cordilleras Oriental y Tercera constituye la depresión llana de los ríos Nangaritza, Zamora y Upano. Como veremos más tarde, la Tercera Cordillera, en su parte septentrional del río Pastaza, no corresponde, respecto a su composición petrográfica-geológica, a las Formaciones orográficas que en el Sur son tomadas por la Tercera Cordillera. Pero ambas partes, la septentrional y la austral de esta cordillera, a su vez, son bien diferenciadas, geológicamente, de la Cordillera Oriental.

3) – EL ORIENTE

La región subandina, a lo largo de las estribaciones orientales de los Andes, muestra alturas entre 1000 y 500 metros, bajando poco a poco, en dirección Este, a alturas de 300 metros, agrupadas en línea más o menos recta, a lo largo del meridiano 76.5°. Desde esta línea se extiende la llanura amazónica, descendiendo casi imperceptiblemente al Océano Atlántico.

III. – ESTRATIGRAFÍA

Puesto que las tres zonas geográficas se diferencian, geológicamente, y, además, fueron estudiadas por diferentes investigadores, se hizo provechoso distinguir en la leyenda del mapa las diferencias que resultaron de estas circunstancias. Muchas veces la clasificación de un cierto período geológico fue más minuciosa en una región que en otra. Además, por la triple distribución de la leyenda, uno se da cuenta en seguida de cuáles de las Formaciones son las más características en las diferentes regiones y cuáles se encuentran repartidas en todas las tres.

Una ojeada al mapa geológico demuestra que el elemento geológico dominante se pone de manifiesto en la Sierra, la que surgió del Geosinclinal andino por plegamiento y compresión entre el cratón bajo pacífico y el cratón alto del escudo brasilero. Sin embargo, en las zonas fuera del plegamiento principal, es decir fuera de la Sierra, los efectos de la orogénesis, como también los movimientos epirogénicos, se exhiben considerablemente.

A continuación, serán tratados los diferentes períodos geológicos, empezando por las Formaciones más antiguas.

1) – LAS ROCAS METAMÓRFICAS Y SEMIMETAMÓRFICAS.

EL PALEOZOICO

Las rocas más transformadas por la metamorfosis regional constituyen la Formación de las pizarras cristalinas. Se encuentran en la Cordillera Oriental y en el ramal que, en la zona de Zaraguro y Loja, se desvía de la Cordillera Oriental para virar al SO y formar, en la cercanía de la Costa, en la provincia de El Oro, las cordilleras de Tagüin y Alamor. En el mapa geológico, la Formación respectiva está señalada por tintes lila-grisáceos. Se compone de gneis (ortho y para), migmatitas, granitos presionados, muchas variedades de pizarras cloríticas y hornbléndicas, anfibolitas, mármoles, pizarras grafíticas, filitas, cuarcitas y pizarras conglomeráticas.

Todas estas pizarras cristalinas representan los derivados de rocas eruptivas (ígneas), ácidas hasta básicas), y en su mayor parte, de rocas sedimentarias, pelíticas, psamíticas y psefíticas, además de sedimentos orgánicos (vegetales), calcáreos hasta margosos.

Los orthogneis corresponden a granitos y granodioritas, ligeramente diferentes de los últimos por su estructura y textura características, mientras los paragneis se han originado de la metamorfosis de rocas sedimentarias, y las migmatitas representan sedimentos gneisificados e inyectados por el magma granítico. Las anfibolitas y pizarras hornbléndicas se derivan, por una parte, de rocas eruptivas básicas (porfiritas y diabasas); por otra parte, de sedimentos margosos. La serie variada de las demás pizarras puede provenir de rocas sedimentarias muy heterogéneas: las pizarras micáceas y filitas, de rocas arcillosas; los mármoles, de calizas; la pizarra grafítica, de sedimentos carboníferos; las cuarcitas, de areniscas; y las pizarras conglomeráticas, de conglomerados. El grado de la transformación depende, en primer lugar, de la fuerza y dirección de la presión que han sufrido las rocas y de la profundidad en la cual se han encontrado durante su metamorfosis y, lo que es muy importante, no depende de su edad.

Aunque los escudos antiguos (cratones) estén integrados por pizarras cristalinas (en este caso los componentes más antiguos), no siempre se ha comprobado que las pizarras cristalinas sean Formaciones totalmente antiguas. Al contrario, se encuentran también en los núcleos de las cordilleras terciarias, formadas por plegamiento. Por eso, el grado de transformación de las rocas metamorfizadas, es decir, su carácter petrográfico, no puede dar la medida de su edad.

Las rocas de edad paleozoica, determinada de modo preciso, afloran en la zona subandina del Oriente, en la parte septentrional de la cordillera de Cutucú. Allí se manifiestan, en el valle del curso superior del río Pumbuiza, pizarras de color gris-oscuro hasta negras, parcialmente grafíticas, en capas delgadas con intercalaciones de areniscas cuarcíticas, pizarras que han sufrido fuertes plegamientos y desplazamientos, y que fueron denominadas por los geólogos de la Shell Co.: Formación de Pumbuiza.

Más al Norte, cerca del Cerro de Macuma, la misma Formación se encuentra cubierta por capas del carbonífero superior, en las cuales se han distinguido 2 pisos. El piso inferior se compone de calizas oscuras, de color gris azulado, en bancos gruesos alternantes con lutitas pizarrosas, hasta arenosas, con una fauna rica en spirifer, productus, terebratula, fenestella, crinoides y otros fósiles más, predominantemente esparcidos en las calizas. El piso superior está formado por calizas de colores claros y oscuros, en bancos delgados, alternantes con areniscas pardo-verduzcas, calcáreas y cuarcíticas. En las calizas se encuentran fósiles de fusulinella, ostracoda, bryozoa, spirifer y otros. Por la determinación precisa de estos fósiles, la edad del carbonífero superior de ambos pisos queda claramente comprobada.

Más al Oeste, en la depresión Topo-Quijos, la que separa la Cordillera Oriental de la parte septentrional de la Tercera Cordillera, tropezamos con una serie semimetamórfica de pizarras negras, filitas y cuarcitas de más de 3000 metros de potencia, las que en el valle del Pastaza ocupan el espacio desde el río Margajitas hasta cerca del río Topo. Estas pizarras se llaman pizarras de Margajitas. Una prolongación austral de ellas alcanza el curso superior del río Llushín. Desgraciadamente, hasta ahora, no se ha logrado encontrar fósiles de precisa determinación en esta serie. A pesar de la metamorfosis inicial, las rocas se la serie Margajitas-Topo se asemejan mucho a la Formación de Pumbuiza y deben ser consideradas, provisionalmente, como pertenecientes al Paleozoico.

Las pizarras, fuertemente plegadas, que se presentan en fajas de centenares de metros de potencia, en la Cordillera Occidental, ostentan indicaciones ligeras de metamorfismo. Fueron, hasta ahora, consideradas como de la edad paleozoica, aunque en ellas no se han podido encontrar fósiles bien reconocibles. En la parte septentrional de la Cordillera Occidental estas pizarras afloran en los Cerros de Íntag. Más al Sur, una faja de tales pizarras cruza la carretera Riobamba-Guaranda, en el sitio Casitagua, y se prolonga en curvación sudoccidental hasta Bucay. La prolongación del arco de estas pizarras encontramos señalada hacia el Oeste, en el Litoral, por las montañas de Masvale y de Punta Piedra, alzándose aisladamente de la llanura costanera entre la Cordillera Occidental y el río Guayas.

En el Suroeste del país las fajas de las pizarras se dirigen desde la región al Sur de Zaruma, a lo largo de la cordillera de Alamor, hacia la cordillera de Amotape, situada ya en el Perú, donde fueron reconocidas, por hallazgos de fósiles, claramente como paleozoicas. También las rocas fuertemente metamorfizadas de esta cordillera están consideradas como paleozoicas.

Las cordilleras de Tagüin y Larga forman el ramal de pizarras cristalinas, desprendido de la Cordillera Oriental y arqueado hacia la Costa consistiendo en gneis, pizarras micáceas y hornbléndicas, anfibolitas, cuarcitas y filitas. Gneis se presenta sólo en extensión reducida y, muchas veces, en forma de transición de paragneis a pizarra micácea. Predominan las pizarras micáceas y hornbléndicas, anfibolitas, cuarcitas y filitas, es decir, Formaciones que constituyen, preferentemente las partes occidentales de la Cordillera Oriental cerca de Guamote, al Oeste de Alausí, cerca de Paute, de Zaraguro y al Sur de Zaruma, en sitios que forman el arco de conexión entre la Cordillera Oriental y las cordilleras costaneras de Tagüin, Larga y Alamor. Las últimas se prolongan en dirección suroccidental a la cordillera de Amotape, que se compone de las mismas Formaciones metamórficas y semimetamórficas, cuya edad paleozoica fue comprobada. Consiguientemente, es de suponer que las series cristalinas y semimetamórficas, igualmente como las pizarras y cuarcitas de las cordilleras Larga, de Tagüin y Alamor y del arco de conexión con la Cordillera Oriental, tengan la edad paleozoica, tanto más, cuanto que las pizarras semimetamórficas del lado Este de la Cordillera Oriental están tomadas por paleozoicas, a causa de su semejanza con la Formación Pumbuiza.

Quedará reservado a investigaciones futuras y, especialmente, al hallazgo de fósiles, encontrar la resolución definitiva de la edad geológica de las rocas metamórficas y semimetamórficas. Aunque en el mapa, para estas Formaciones, esté indicada la edad precámbrica, mejor sería justificada la suposición de su edad paleozoica, a consecuencia de las exposiciones anteriores.

El plegamiento de la Cordillera Oriental y de su ramal costanero sudoccidental es más antiguo que el plegamiento de la Cordillera Occidental.

2) – MESOZOICO

JURÁSICO Y CRETÁCICO

a) – JURÁSICO INFERIOR

Los sedimentos jurásicos han sido descubiertos, exclusivamente en el Oriente. Los cursos inferiores de los ríos Namangoza, Zamora y Santiago cortan las calizas silíceas y las duras lutitas pizarrosas, que allí forman la Cordillera de Cutucú. Las calizas se presentan en capas delgadas de color oscuro hasta claro y contienen la sílice finamente distribuida en la masa de la roca, o formando concreciones impuras y nódulos agrupados en planos concordantes con la estratificación. Entre las calizas, alternando con las lutitas pizarrosas, a veces están intercaladas areniscas, dolomitas y arcillas tobáceas laminadas. Toda la serie de sedimentos se muestra bien plegada, y recibió el nombre de Formación de Santiago, según el río que la traspasa. Su potencia puede ser apreciada en unos 2000 metros; su edad está considerada como del Liásico (Jurásico Inferior), especialmente en consideración a la presencia de los amonites, de la subfamilia “Arititinae”.

Los afloramientos de la Formación de Santiago se encuentran en dirección Sur hasta la Cordillera del Cóndor, y en dirección Norte hasta las Formaciones paleozoicas abovedadas de la parte septentrional de la Cordillera de Cutucú.

b) – EOCRETÁCICO Y JURÁSICO

En los flancos exteriores del abovedamiento tectónico de Cutucú la Formación de Santiago está cubierta de una serie de redbeds, de areniscas rojizas y lutitas laminadas, arenosas, que están en posición alternada con arcillas pizarrosas rojas y grises, y, de vez en cuando, con capas delgadas de yeso, mostrando intercalaciones lenticulares de areniscas y conglomerados de color claro. En las arcillas pizarrosas de ciertos lugares se manifiestan capas de ceniza volcánica. Se trata, en este caso, de Formaciones terrestres y lacustres. Al Sur del río Mangosiza afloran fuentes de agua salobre, en las orillas del río Chapiza. Las series de redbeds son llamadas Formación de Chapiza, según el río que corre al lado oriental de la Cordillera de Cutucú. Su potencia es extraordinariamente variable y cambia de 600 a 2500 metros. La arenisca cretácica de Hollín (Neocomiense Inferior) cubre, en forma de Transgresión, los redbeds cuya edad, por eso, está determinada entre el Jurásico Inferior y el Cretácico Inferior. A causa de ello están señalados en la leyenda por Eocretácico-Jurásico.

Al Norte del río Pastaza la arenisca de Hollín se encuentra superpuesta a las lavas y rocas piroclásticas porfiríticas, que afloran en los lechos profundamente cortados de los ríos Coca, Misahuallí y Jondachi. Los geólogos Colony y Sinclair han descrito, detenidamente estas Formaciones. Principalmente, se trata de lavas, tobas y aglomerados porfiríticos, que se manifiestan, con frecuencia, en modificación ácida, como pórfidos cuarcíferos, y en modificación básica, como porfiritas y diabasas. Estas extrusiones, con sus derivados piroclásticos, se llaman Formación Misahuallí, puesto que fue encontrada, por primera vez, en el río del mismo nombre.

Colony y Sinclair consideran, probablemente, pertenecientes a la misma época geológica las porfiritas de la cordillera de Guacamayos, que contienen transiciones a pórfidos cuarcíferos, **franófidos** y porfiritas monzoníticas, y los pórfidos cuarcíferos del Pastaza, que están intercalados con el macizo grano-diorítico del Abitagua, de manera que los signos geológicos de las rocas intrusivas terciarias de los puntos mencionados se refieren también a las porfiritas y pórfidos cuarcíferos de la Formación Misahuallí, la cual, aparentemente, corresponde a los redbeds terrestres de la Formación Chapiza, al Sur del río Pastaza, presentándose al Norte del mismo río como facies volcánica.

Las masas volcánicas de la Formación Misahuallí, respecto a su edad, deben ser clasificadas como más antiguas que la arenisca de Hollín, es decir, preneocomienses (Cretácico Inferior).

c) – CRETÁCICO

Las Formaciones geológicas del Cretácico afloran en todas las tres zonas geográficas del país: en el Oriente, en la Cordillera Occidental y en el Sur, entre la Cordillera Oriental y las cordilleras costaneras de Tagüin y la Larga. Además, en el Litoral, en las cordilleras Chongón y Colonche y sus prolongaciones esporádicas a lo largo de la costa septentrional.

EL ORIENTE

En el Oriente, las capas cretácicas se extienden, principalmente, más allá de la Cordillera Oriental, mientras la Cordillera Occidental está constituida, predominantemente, por las Formaciones cretácicas y, en primer lugar, por sus miembros volcánicos.

Una faja del Cretácico, de cerca de 20 kilómetros de ancho, se descubre en la elevación anticlinal que se prolonga desde el río Napo, sobre la cordillera de Galera, hacia el Norte, hasta la frontera colombiana, estrechándose poco a poco. En el Sur del Oriente, los flancos de las cordilleras de Cutucú y del Cóndor están formados por capas cretácicas. Las demás partes de la llanura baja oriental, ocupada por la así llamada Formación terciaria "Oriente", la cual, a su vez, está cubierta superficialmente, en gran extensión, por aluviones fluviales y lacustres, cuaternarios. Características especiales: los abanicos planos aluviales del río Pastaza, agrupados en tendidas terrazas de poca altura.

Ya los geólogos Wasson y Sinclair han dividido las Formaciones cretácicas del Oriente en tres secciones principales: Arenisca de Hollín (sección inferior), Calizas de Napo (sección media) y Redbeds cretácicos (sección superior).

La arenisca de Hollín constituye una arena cuarzosa endurecida por cemento arcilloso, estratificada en bancos gruesos, con intercalaciones de arcillas oscuras y capas carboníferas en escala reducida, mostrando una potencia total de 100 a 200 metros. Los afloramientos dispersos en las orillas del río Napo, a veces, se destacan por impregnaciones de petróleo oxidado.

En el flanco oriental de la cordillera de Cutucú la arenisca de Hollín se encuentra superpuesta a los redbeds de la Formación Chapiza del Jurásico Superior, y, más al Norte del río Pastaza, superpuesta a la Formación porfirítica de Misahuallí, la cual fue adjudicada al mismo Jurásico Superior.

La caliza de Napo, yacente sobre la arenisca de Hollín, contiene en sus partes inferiores fósiles pertenecientes, probablemente, al Aptiense, de modo que la arenisca de Hollín podría ser atribuida al Neocomiense.

Las Formaciones de la caliza de Napo cubren, concordantemente, la arenisca de Hollín y poseen una potencia de cerca de 500 metros, la que en las partes australes (Cutucú) puede alcanzar 800 metros. Se compone de calizas bituminosas fosilíferas de bancos delgados, hasta gruesos, de color gris claro y oscuro, en estratificación alternante de pizarras bituminosas oscuras y areniscas petrolíferas. Las pizarras se caracterizan por el gran contenido de variados restos fósiles de peces.

Cerca del pueblo de Napo, en la orilla del río, pueden ser fácilmente estudiados estos fenómenos. Allí, en las calizas, está descubierto, por la erosión fluvial, un anticlinal poco abovedado, cuyo eje toma el rumbo N-S.

Reducidos afloramientos de las Formaciones Hollín-Napo aparecen en el curso inferior de los ríos Zúñag y Topo, y en el río Quijos, cerca de la población de Baeza.

Un resumen de la lista de la fauna fósil, compilada por J. B. Reeside Jr., comprueba la riqueza en restos fósiles de la caliza de Napo.

Cretácico Inferior. – Aptiense (?) y Albiense

Trigonia aff. hondeana, Lea

Inoceramus concentricus, Parkinson

Ostrea syphax, Coquand

Pecten (Neithea) quinquecostatus, Sowerby

Plicatula aff. P. gurgitis, Pictet y Roux

Oxytropidoceras carbonarium, Gabb

Cretácico Superior. – Cenomaniense (?) y Turoniense

Exogyra olisiponensis, Sharpe
Inoceramus labiatus, Schloth
Pecten aequicostata, Lamark
Coeolpoceras aff. C. lesseli, Brüggen y Springeri, Hyatt

H. J. Tschopp ha podido añadir – Coniaciense y Santoniense (Senoniense)
Hemiaster sp.
Ostrea nicaisei, Coquand
Exogyra ponderosa, R.

De este modo se ha comprobado, en el Oriente, una serie del Cretácico, desde el Inferior hasta el Superior, casi sin interrupción. Del Cretácico Superior se presentan allí los dos pisos superiores, el Campaniense y el Maastrichtiense como facies continental en forma de "Redbeds", llamados por los geólogos de la Shell Co. "Formación de Tena", porque aflora en capas características en los alrededores de este pueblo.

Estos Redbeds continentales están superpuestos a las calizas marinas de Napo, mostrando de este modo un cambio brusco de facies, el cual hace suponer que entre la sedimentación de una Formación y la otra pasó un lapso de tiempo considerable. Deben ser atribuidos al piso superior del Cretácico Superior, es decir, al Maastrichtiense, pero posiblemente forman parte del Terciario Inferior.

Componen las Redbeds, principalmente, capas rojas arcillosas y arenosas, areniscas rojizas y parduscas; además, conglomerados rojos. Estas secuencias de capas afloran en la zona marginal del tendido alzamiento anticlinal del Napo, a lo largo del río Anzu y más al Sur, en el curso inferior del río Llushín, donde predominan las masas conglomeráticas; afloran, además, en los flancos exteriores orientales de la cordillera de Cutucú. En la misma Cordillera Oriental se encuentran Redbeds al lado del río Pastaza, en las cercanías de la afluencia del río Topo, donde, por partes, yacen horizontalmente, sobre las calizas de Napo.

Un caso especial de afloramiento existe en la región interandina cerca de Riobamba. En el fondo de la quebrada de Chalán, famosa por los hallazgos de fósiles, las areniscas de Redbeds están en contacto con un batolito de sienita, habiéndose transformado en arenisca cuarcítica, Formación característica del contacto con rocas intrusivas. Probablemente se trata de Redbeds de la Formación de Tena.

La potencia total de la Formación de Tena puede alcanzar de 500 a 1000 metros. Los restos de fósiles contenidos en ellos no admiten ninguna determinación clara de su edad geológica. Consiguientemente, queda dudoso si sus partes superiores pertenecen al Terciario, que en el Oriente contiene muchas rocas parecidas a las de los Redbeds.

Al Norte y al Sur del Ecuador Formaciones equivalentes a los Redbeds de Oriente aparecen en Colombia, como las lutitas y areniscas multicolores, pero preferentemente rojas de la Formación “Guaduas”; y en el Perú, como la Formación “Puca”, adjudicadas ambas a los pisos superiores del Cretácico (Daniense y Maastrichtiense), pasando en parte al Terciario.

EL LITORAL

La Cordillera Oriental ha formado, durante el periodo cretácico, un importante umbral de facies, entre el Este y el Oeste del país.

La diferencia esencial entre las facies oriental del Cretácico y la occidental está constituida, no sólo por la formación petrográfica, completamente diferente en ambos lados, sino también por la presencia de un potente magmatismo inicial, que precede y da comienzo al plegamiento en el geosinclinal andino; y que falta a la facies oriental del Cretácico. Además, muestra la facies sedimentaria occidental el desarrollo fuertemente silícico de las lutitas.

Los sedimentos cretácicos más antiguos de la facies occidental afloran en el Litoral. En toda la amplitud de la Península de Santa Elena y en la Provincia de Manabí fue localizada una serie de areniscas tobáceas oscuras, de color verduzco, de areniscas silíceas y aglomerados de material volcánico fino. Una clara orientación sobre las condiciones de estas rocas suministró el estudio de su afloramiento, que se extiende desde el Suroeste de Pascuales, cerca de Guayaquil, sobre el paso más alto del Cerro Azul (al Norte de la misma ciudad), hacia la zona baja, al pie Occidental de la Cordillera de Chongón. Estas rocas constituyen la Formación “Callo” de los geólogos de la I.P.C., debajo de la cual yace la Formación de “Piñón” (I.P.C.), compuesta de masas potentes lávicas y piroclásticas de diabasa y porfirita. La parte inferior de la Formación “Callo” aflora al Noreste, a distancia de pocos kilómetros de Guayaquil, cerca del pueblo de Calentura, en le ribera oriental del río Guayas. Fue llamada “Sub-formación Calentura” y consiste en capas oscuras tobáceas, margosas y calcáreas, en yacimientos alternantes con lutitas silíceas. En varios afloramientos de esta serie se han encontrado unas especies de Inoceramus.

Hacia arriba, la Formación “Callo” se transforma en la Formación “Guayaquil” (Guayaquil Hornsten I.P.C.), compuesta por una secuencia de lutitas silíceas, en bancos delgados, o más o menos gruesos, de color amarillento claro, conteniendo concreciones silíceas (Cherts) alargadas o esféricas y agrupadas a lo largo de la línea central de los estratos. A veces, las concreciones silíceas aparecen en forma de esferas, constituidas por capas concéntricamente dispuestas, que llaman “Augenchert”.

Entre estas lutitas silíceas se intercalan capas delgadas de tobas y lutitas laminadas, silíceas, de color gris hasta negro. Según la existencia de Syphogenerinoides Clarki, Cushm y Camb, la Formación “Guayaquil” queda colocada en el piso del Maastrichtiense. En la punta de la Península y en sus partes occidentales, esta Formación se muestra casi completamente silicificada y transformada en masas criptocristalinas de calcedonia a causa de la acción neumatolítica de extrusiones magmáticas posteriores, especialmente en las zonas fuertemente plegadas y dislocadas.

H. E. Thalmann ha determinado, según los hallazgos de macro y microfósiles, la edad cenomaniense superior hasta Turoniense de la Subformación “Calentura”, y la edad senoniense de las partes superiores (Guayaquil) de la Formación “Callo”. Consiguientemente, la Formación “Callo”, incluida la Subformación “Calentura”, comprende sedimentos desde el Cenomaniense superior hasta el Senoniense.

En las cercanías de Pascuales afloran diabasas, que desaparecen en dirección Suroeste, debajo de calizas estratificadas en capas delgadas, de color gris azulado y de lutitas amarillentas-parduzcas. Las diabasas y sus Formaciones piroclásticas correspondientes emergen de los sedimentos miocénicos, en forma de cadenas de colinas bajas, para, nuevamente, hundirse debajo de los estratos de la Formación “Callo”, que constituye el Cerro Azul y buza al SSO, con cerca de 30° de inclinación. En la cresta del Cerro Azul y en su flanco austral afloran las lutitas silíceas y las ya mencionadas areniscas y aglomerados glauconíticos, que se hunden debajo de las lutitas silíceas de la Formación “Guayaquil”. Al pie del Cerro Azul sigue, en superposición concordante, la caliza de Guayaquil (Guayaquil-Limestone).

La potencia visible de la Formación “Callo” asciende, en esta zona, a 800 metros, y la de la Formación “Guayaquil” a 300 metros. Sus yacimientos principales forman las cordilleras de Chongón y Colonche…. Más al Norte, en la Costa, ciertas porciones de estas Formaciones, esporádicamente, aparecen en las provincias de Manabí y Esmeraldas, por ejemplo, en los cerros de Hojas, y en unión con las rocas volcánicas de “Piñón”, en las montañas de Jama y de Coaque.

En las cordilleras de Chongón y Colonche su potencia máxima asciende hasta 3000 metros.

La Formación de “Piñón” comprende rocas volcánicas básicas e intermedias, inclusive sus derivados piroclásticos, y corresponde a la “Formación diabásica” de la Cordillera Occidental (W. Sauer). Aflora, como ya mencionamos, pronunciadamente al lado septentrional de las Cordilleras de Chongón y Colonche, y forma en las regiones de la Península de Sta. Elena y de la provincia de Manabí la fase subyacente, debajo de la Formación “Callo”.

Las andesitas y rocas piroclásticas andesíticas, que constituyen en el Litoral septentrional el basamento del Terciario Inferior, pueden tener una edad menor que la Formación “Piñón”, o deben ser consideradas como porfiritas de la misma.

LA SIERRA

De importancia especial son las rocas volcánicas básicas de la zona geosinclinal, plegada, de la Cordillera Occidental, que fueron llamadas “Formación diabásica”, y corresponden a la Formación “Piñón” del Litoral. El material básico predomina aquí como diabasa, brechas y aglomerados diabásicos y tobas fuertemente endurecidas. En muchos lugares se observan también porfiritas y aun transiciones a tipos ácidos de pórfidos cuarcíferos. Estas rocas, por la cloritización de su masa fundamental y de sus componentes vítreos, muestran colores, generalmente, verduzcos, a veces azulados. Las variedades más ácidas son de colores parduzcos y rojizos. La Formación diabásica constituye la mayor parte de las rocas que Th. Wolf llamó “Rocas verdes”. Las estructuras varían, en la masa fundamental, desde originalmente vítreas hasta de grano grueso, con fenocristales pequeños y grandes de plagioclasa, hornblenda y augita, o sin ellos. Predominan las variedades de fino a muy fino, con o sin fenocristales relativamente pequeños. Además de las lavas compactas, se presentan tobas endurecidas fajeadas, aglomerados y brechas cementadas.

Como se puede desprender del mapa geológico, las rocas de la Formación diabásica ocupan la parte principal de la Cordillera Occidental y presentan, lo mismo que la Formación “Piñón” del Litoral, la fase volcánica y más antigua del Cretácico. Es de suponer que sus potencias, en muchas partes, han de ser enormes. Pero, a causa de que, por el plegamiento, los mantos de lavas y tobas están comprimidos, acumulados y puestos uno sobre otro, la determinación aún aproximada de sus potencias originales queda imposible.

Muy interesante debe ser el hecho de que las variedades más básicas y serpentinizadas muestran un pequeño contenido de níquel entre 0.1 a 0.4 por ciento.

Sólo restos reducidos de los sedimentos superpuestos, que, parcialmente, fueron implicados e intercalados entre las masas desplazadas de la Formación diabásica, han escapado de la acción de la erosión y denudación.

Según las investigaciones de G. Steinmann en el Perú, los sedimentos normales, sea del Cretácico Inferior, sea del Mediano y Superior, parecen, parcialmente, substituidos, por la “Formación de diabasa y meláfido” (equivalente a la Formación diabásica en el Ecuador), cuyo afloramiento en el Perú se reduce a la Cordillera Occidental. En cambio, aquí en el País, la extensión superficial de la Formación diabásica sobrepasa grandemente la de los sedimentos cretácicos.

Los sedimentos del Cretácico han sido plegados y dislocados, como se mencionó, y se han conservado en forma de zonas alargadas en las elevaciones altas y anchas de la Cordillera Occidental; de igual modo en el extremo Sur del país. Se trata de conglomerados, areniscas (arcosas), arcillas laminadas y pizarrosas, muchas veces silíceas, calizas oscuras, más o menos cristalizadas, y margas duras de color oscuro. En su mayor parte representan series rocosas parecidas a las de las Formaciones “Callo” y “Guayaquil” del Litoral.

Los cortes de la carretera Riobamba-Guaranda-Babahoyo revelan el siguiente perfil geológico:

La carretera, subiendo del altiplano interandino a las estribaciones orientales de la Cordillera Occidental, corta primero lutitas oscuras plegadas. Pasando San Juan, se intercalan calizas de color gris, cristalinas, en bancos gruesos y medianos, en parte muy dislocadas y plegadas con buzamiento variable al Este y Oeste. Su potencia oscila entre 2 y 20 metros. Más al Norte, cerca de la hacienda de Shobol, afloran dos capas calcáreas de 10 a 20 metros de potencia, separadas la una de la otra por arcillas pizarrosas, con rumbo aproximado de Norte a Sur y buzamiento débil hacia el Oeste. Esta zona suministrará las materias primas para la fábrica de cemento de la provincia de Chimborazo, la que está actualmente en construcción.

Desde esta zona de afloramientos de calizas marinas hacia el Norte y hacia el Sur, a gran distancia, a lo largo de las crestas de la cordillera, se encuentran yacimientos dispersos de precipitaciones calcáreas superficiales, las que, en ciertos lugares, han alcanzado extensiones y potencias considerables. Fueron formadas por fuentes de aguas juveniles, cargadas de soluciones calcáreas. Éstas provienen de las calizas cretácicas, situadas a mayor profundidad, y comprueban la existencia de prolongaciones de las calizas, en dirección Norte y Sur, en extensión muy grande. Por ejemplo, calizas marinas pueden hallarse al descubierto en el valle del río Alambi, al Noroeste de Quito.

Hacia el paso de Tililac, al Oeste de San Juan, se intercalan areniscas de color gris entre las lutitas silíceas y múltiplemente plegadas en estratos delgados y medianos. Más allá del paso se añaden capas gruesas de conglomerados, bien endurecidos por cemento silíceo. Siguiendo pocos kilómetros la carretera, bajando hacia Guaranda, se presentan capas delgadas, fuertemente plegadas de lutitas silíceas duras, en estratificación alternante con las areniscas, hasta que las primeras predominan completamente, mostrando, como la Formación “Guayaquil”, concreciones alargadas de sílice de color oscuro.

El buzamiento variable a Oeste y Este hace reconocer una inclinación (“Vergenz”) irregular y poco pronunciada de los pliegues hacia el Este, a causa de que los flancos orientales de los pliegues están más empinados que los occidentales. Unos kilómetros antes de llegar a Guaranda, las pizarras oscuras paleozoicas, de posición muy empinada, buzan primero hacia el Oeste y después al Este, y muestran una potencia aparente de unos centenares de metros. Al fin, afloran porfiritas desmoronadas y perforadas por extrusiones andesíticas del Terciario.

Al Occidente del valle longitudinal del río Chimbo se acumulan en las crestas de las cadenas montañosas altas las lavas y tobas andesíticas terciarias y un manto extrusivo de basalto, probablemente de edad cuaternaria, hasta que, más al Oeste, todavía antes del despeñadero brusco de las laderas occidentales de la cordillera, se manifiestan las rocas características de la Formación diabásica, traspasadas por filones de aplita diorítica, indicando la cercanía del batolito grano-diorítico. Al pie del despeñadero se entra en la zona del contacto del batolito con la Formación diabásica, caracterizada por la piritización de las rocas adyacentes al contacto. El afloramiento de la granodiorita se dilata en la extensión de varios kilómetros al Occidente de Balzapamba. Mas allá se hunden las masas granodioríticas debajo de las pizarras arcillosas plegadas y emergen, nuevamente, como núcleos de los pliegues, produciendo en ellos fuertes efectos de contacto, por ejemplo, en las lutitas pizarrosas cerca de Chaupiyacu. En las últimas estribaciones de la cordillera, hasta su pie cerca de Limoncito, predominan de nuevo las rocas de la Formación diabásica, localmente piritizadas en los lugares donde, a poca profundidad, se encuentran elevaciones o apófisis subterráneas del macizo granodiorítico.

Por H. E. Thalmann los foraminíferos (Syphogenerinoides cf. Ewaldi (Karst)) de las capas calcáreas y lutitas pizarrosas de San Juan fueron determinados como pertenecientes al Maastrichtiense. En el mapa la Formación correspondiente está señalada como piso superior del Cretácico.

Los conglomerados, areniscas y pizarras silíceas superpuestos inmediatamente a las diabasas, corresponden a la Formación “Callo-Guayaquil” del Litoral, y llevan en el mapa la denominación Cretácico Inferior, la que se refiere solamente al piso inferior del Cretácico Superior. Las condiciones estratigráficas y tectónicas de estas series son extremadamente complicadas. Investigaciones especiales deben ser ejecutadas antes de que el orden en la secuencia de las diferentes secciones sea completamente aclarado.

Los demás perfiles transversales, que fueron estudiados en otros sitios de los Andes occidentales, suministran resultados parecidos a los arriba expuestos, naturalmente con diferencias locales.

En el Norte, pasando la Cordillera Occidental, se tropieza en las alturas, al Occidente de Otavalo, con las pizarras arcillosas y parcialmente silíceas, de color amarillento oscuro, y en las pendientes occidentales, además, con la Formación diabásica en contacto con dispersos afloramientos de granodiorita.

Siguiendo la carretera Cotocollao-Nono-Nanegal, en el trayecto transversal de la Cordillera Occidental, al Noroeste de Quito, se observa que las primeras alturas están cubiertas de diabasa azulada y aglomerados volcánicos gruesos con tobas. Después de haber pasado Nono, afloran porfiritas con sus Formaciones piroclásticas, en variedades intermedias y básicas. Más allá, en el curso superior del río Alambi, aparecen lutitas tobáceas, laminadas, bastante plegadas, de buzamiento mediano y empinado, variando hacia el Este y Oeste. Luego se muestra una serie de calizas oscuras, estratificadas en bancos delgados y algo gruesos, con intercalaciones tobáceas y arenosas. Estas series rocosas deben ser llamadas Formación “Alambi-Yunguilla”, porque afloran también en los alrededores de Yunguilla, al Oeste del río Alambi. Río abajo se presentan lutitas laminadas, de color gris amarillento, en parte tobáceas, de las cuales emerge, nuevamente, la Formación diabásica. Después sigue una serie de Redbeds arcillosos, formando pliegues comprimidos y erguidos, en yacimientos alternantes de lutitas y diabasas verduzcas, fuertemente presionadas, que, finalmente, en la cercanía de Nanegal están reemplazadas por porfiritas descompuestas, de color gris y rojizo. Les acompañan aglomerados y tobas endurecidas, entremezclados con conglomerados cementados y lutitas silíceas. Esta última zona se muestra llena de fallas y rupturas.

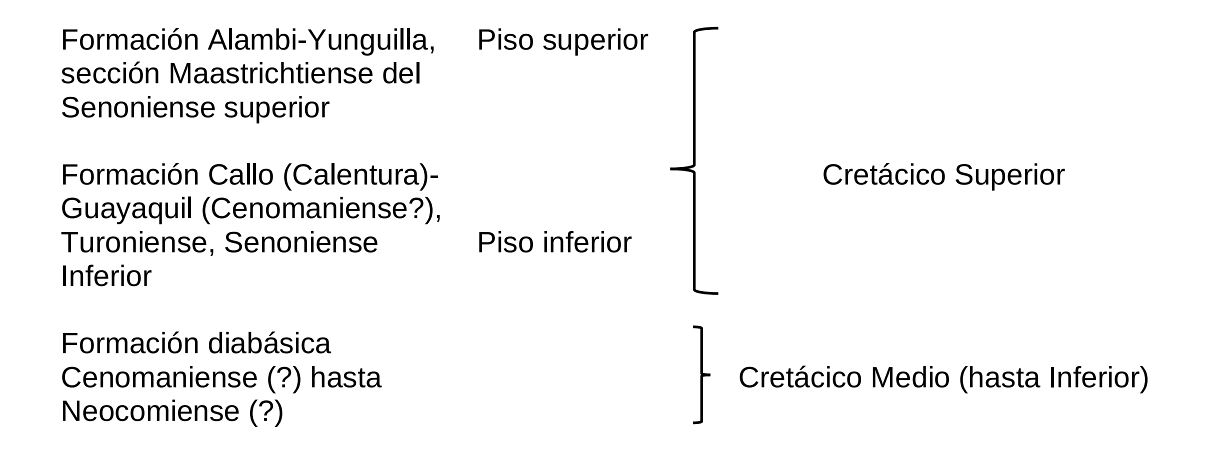
También en las lutitas pizarrosas y rocas calcáreas la determinación de Syphogenerinoides fue posible (H. E. Thalmann); de modo que la Formación “Alambi-Yunguilla” es parte del Maastrichtiense, que, hacia el Oeste está seguido por los Redbeds, los conglomerados y las lutitas silíceas de la Formación “Callo-Guayaquil”, en posiciones alternantes con las rocas volcánicas de la Formación diabásica.

Menos complicada es la estructura del perfil, a lo largo de la carretera Quito-Santo Domingo de los Colorados. El Cretácico comienza a aflorar más abajo del paso de San Juan, con rocas diabásicas que contienen en estos sitios variedades de gabro y de rocas ultrabásicas serpentinizadas, las últimas con un ligero contenido de níquel. Después emerge un batolito granodiorítico de poca extensión, al que, cerca del puente de Guarumal, siguen Redbeds arcillosos y tobáceos y, río abajo, conglomerados y areniscas, todas estas series en posición erguida. Pasando el pueblecito Chiriboga, sobre el río Saloya aparecen lavas y tobas endurecidas porfiríticas y diabásicas, con intercalaciones de areniscas. En el kilómetro 62 se intercalan lutitas silíceas bien plegadas. Más adelante afloran, hasta en las cercanías de Santo Domingo, las rocas lávicas y piroclásticas verduzcas de la Formación diabásica. En todo este perfil se presentan las rocas de la Formación "Callo" entremezcladas con las de la Formación diabásica. Falta aquí la serie del Maastrichtiense.

En disposiciones parecidas se presentan las Formaciones geológicas del perfil Latacunga-Macuchi-Quevedo. De los niveles superiores de las faldas orientales de la Cordillera Occidental afloran arcillas pizarrosas plegadas, con horizontes silíceos de capas delgadas, de color gris-amarillento, cubiertas por andesitas y rocas piroclásticas terciarias. En las partes más elevadas de la cordillera las extrusiones andesíticas se han abierto camino a través de las masas diabásicas, tapándolas en grandes extensiones, y sólo en las montañas encima de Zumbagua, ya cerca al descenso occidental, aparecen sedimentos cretácicos, tales como conglomerados y areniscas, en posición de un sinclinal bastante comprimido; además, las lutitas pizarrosas silíceas de la Formación "Callo-Guayaquil". A distancia de pocos kilómetros hacia el Oeste, bajando a Pilaló, están nuevamente reemplazadas por las diabasas de diferentes variedades. Antes de llegar a Pilaló se presentan las mismas lutitas laminadas silíceas, enclavadas entre diabasas. Más abajo, al pie de una grada tectónica, se observa una apófisis de granodiorita impura y piritizada, que rompe los sedimentos plegados, intensamente silicificados por el contacto diorítico. Cerca de Macuchi afloran otra vez las rocas de la Formación diabásica, que se extienden hasta el pie de la Cordillera.

En el Sur del país (provincia de Loja) las arcillas laminadas, oscuras o amarillentas, en parte silíceas, acompañan las rocas de la Formación diabásica, y llevan en el mapa geológico el signo "Cr".

Como ya mencionamos, las series de conglomerados, areniscas, lutitas laminadas y silíceas están adjudicadas a la Formación "Callo", o, por lo menos, pertenecen a la misma edad, porque la edad de la Formación superpuesta de "Alambi-Yunguilla" claramente fue determinada como Maastrichtiense. La Formación diabásica constituye la subestructura de las Formaciones Callo-Guayaquil y Alambi-Yunguilla. De ellas se encuentran partes encajadas entre las rocas diabásicas por el plegamiento. Por lo tanto, se puede admitir la siguiente clasificación del Cretácico de la Cordillera Occidental:



Formación Alambi-Yunguilla, sección Maastrichtiense del Senoniense superior	Piso superior	Cretácico Superior
Formación Callo (Calentura)-Guayaquil (Cenomaniense?), Turoniense, Senoniense Inferior	Piso inferior	
Formación diabásica Cenomaniense (?) hasta Neocomiense (?)		Cretácico Medio (hasta Inferior)

En el extremo Sur del país el Cretácico está representado, predominantemente, por las rocas volcánicas básicas e intermedias, con sus características variedades de diabasa y porfirita y las respectivas Formaciones piroclásticas bien endurecidos. Al lado Suroeste de esta zona aparecen, en mayor extensión, las series sedimentarias del Cretácico, en forma de lutitas laminadas, en bancos delgados y gruesos más o menos silíceos, relacionadas, probablemente, con la Formación Callo. Además, afloran en la zona de Amaluza, calizas de foraminíferos, que corresponden a la Formación Guayaquil.

3) – TERCIARIO

Un vistazo al mapa geológico revela que las superficies más extensas, ocupadas por las Formaciones terciarias, se encuentran en el Litoral y en el Oriente. En cambio, en las depresiones interandinas observamos afloramientos reducidos de rocas terciarias, solamente en el Sur del país, en las provincias de Cañar, Azuay y Loja. Como hemos visto, ya durante la época geológica del Cretácico la Cordillera Oriental ha desempeñado un papel importante, constituyendo una zona divisoria entre las facies oriental y occidental de las Formaciones cretácicas marinas. Al principio del Terciario las diferencias entre los sedimentos del Oriente y del Litoral han alcanzado tal grado de desigualdad, que todas las Formaciones del Litoral, desde el Terciario Inferior hasta el Superior, son representadas, casi exclusivamente, por sedimentos marinos. En cambio, en el Oriente, el mar había retrocedido en dirección oriental, permitiendo emerger la tierra firme, en extensión cada vez mayor, y dejando tras de sí los sedimentos de aguas salobres y dulces en grandes bahías de poca profundidad y en lagunas continentales. Además, la existencia, en gran escala, de arenas y conglomerados, acumulados por la acción de los ríos, hace constatar que en el Oriente predominan grandemente las Formaciones continentales, mientras que en el Litoral fueron depositados sedimentos marinos durante toda la época terciaria.

EL LITORAL

La determinación de la edad geológica y la clasificación de las Formaciones terciarias del Litoral han sido precisadas, de manera satisfactoria, por las investigaciones geológicas de las compañías petroleras, en primer lugar, por la International Petroleum Company (I.P.C.). La investigación de la superficie fue completada por los resultados de la exploración subterránea, la que consiste en perforaciones y en la aplicación de los métodos geofísicos (gravimetría y sismos artificiales). En las exposiciones que siguen, son utilizados los resultados de los trabajos investigadores de estas compañías y reunidos sumariamente, en el cuadro estratigráfico adjunto.

De este cuadro sinóptico se deduce, con toda evidencia, que las Formaciones terciarias al Norte y al Sur del arco serrano de las Cordilleras Chongón y Colonche difieren esencialmente, por la circunstancia de que en la zona austral los pisos del Eoceno Inferior y del Paleoceno muéstranse muy desarrollados, mientras que faltan en el Norte completamente, encima del basamento volcánico (Piñón). Por las perforaciones profundas en el campo petrolero de Ancón se reveló que, debajo del Paleoceno, yacen capas del Cretácico Superior. Consiguientemente, en esta zona, se tropezará con el basamento del Piñón sólo debajo de otros sedimentos cretácicos más profundos, en el mismo orden de los de la región de Chongón y Colonche.

En las zonas septentrionales del Litoral, a partir de las cordilleras mencionadas, la serie de los pisos terciarios termina abajo con el Eoceno Medio, y está inmediatamente superpuesta al basamento volcánico, sea básico, sea intermedio (Piñón y porfiritas). De donde resulta el hecho de que, en estas zonas, existe un gran intervalo en la sedimentación, es decir que, además de los pisos del Eoceno Inferior y del Paleoceno, faltan aquí los sedimentos cretácicos de los pisos Guayaquil y Callo, inclusive Calentura, los que, en la región de Guayaquil y Pascuales, se encuentran superpuestos a la Formación volcánica del Piñón.

De importancia especial son aquí los resultados de la investigación gravimétrica, que indican un exceso de gravedad en el subsuelo de la cuenca del río Daule, la que se destaca, claramente, en el mapa geológico como una superficie de afloramiento ininterrumpido del Mioceno, en la faja occidental, y del Cuaternario a lo largo de la Cordillera. Es la región del extenso “plateau” subterráneo denominado “Umbral tectónico del Daule” encima del cual falta la mayor parte de los sedimentos terciarios, a excepción del Mioceno, que cubre la parte superior del “Umbral”. Su masa principal se compone de compactas acumulaciones de las pesadas rocas básicas del Piñón y de la Formación diabásica, las que aparecen al día en las zonas marginales circundantes, es decir, a sus lados austral y occidental, en las elevaciones y cordilleras costaneras y, a su lado oriental, en los flancos de la cordillera principal, como se puede deducir de las indicaciones respectivas del mapa geológico. Empujadas por los movimientos orogénicos, hacia los bordes exteriores de la extensa masa resistente del umbral subterráneo de Daule, se levantaron las cordilleras y montañas marginales. Ellas son: en el Sur y Suroeste, las Cordilleras de Chongón y Colonche; en el Oeste y Noroeste, a lo largo de la costa, los Cerros de Hojas, el arco estructural de Tosagua, las montañas de Canoa y de Jama, los Cerros de Coaque, con su prolongación estructural de Cupí. Ésta se extiende, en un arco ligeramente curvado, hacia el Noreste, juntándose a lo largo del río Llurimaguas con los flancos de la Cordillera Occidental, y formando aquí el límite austral de la cuenca de Borbón.

Más tarde, durante el Cuaternario, la faja del Umbral tectónico de Daule, al pie de la Cordillera, quedó hundida, cuando su parte occidental emergió del mar. Siguiendo las fallas longitudinales de rumbo Norte-Sur se levantó, más todavía, la Cordillera Occidental, formándose así una depresión en forma de un “graben” entre la parte elevada del umbral de Daule y los flancos de la Cordillera. La prolongación del graben hacia el Sur produjo el hundimiento del arco cordillerano, que existía antes entre la Cordillera de Chongón y la Cordillera Occidental, en la región entre Guayaquil y Bucay. El arco hundido está marcado todavía por las colinas de Durán, el Cerro de Samborondón, y los Cerros de Taura y Masvale, elevaciones que sobresalen de la llanura cuaternaria, la que se formó, rellenándose el graben con sedimentos marinos, lacustres y fluviales del Cuaternario.

En los estuarios y bahías de los canales de Jambelí y del Morro, que forman las partes todavía no rellenadas del graben, perdura, en la actualidad, la sedimentación combinada, marina y fluvial.

Las regiones situadas fuera de la zona ocupada por el umbral de Daule, fueron sometidas al “Block-faulting”. Muestran las estructuras respectivas, más o menos complicadas, que desde hace tiempo son conocidas en el campo petrolero de Ancón (Península de Sta. Elena) y en la costa septentrional del Perú, colindante con la provincia austral de El Oro. Expliquemos: por movimientos relacionados con la orogénesis de los Andes, la corteza terrestre, en estas zonas, fue partida en enormes bloques, cuyas capas muestran una suave ondulación ancha. A lo largo de las fallas, más o menos inclinadas, se desplazaron los bloques por movimientos que se realizaron en diferentes etapas hasta el fin del Terciario.

LA ZONA COSTANERA AL SUR DE LAS CORDILLERAS DE CHONGÓN Y COLONCHE, HASTA LA ISLA DE PUNÁ

La repartición de los afloramientos en las Formaciones terciarias se encuentra en dependencia constante al elemento estructural más importante de la zona; es decir, relacionada con la cuenca de hundimiento de Progreso, la que ha sido inmergida en las Formaciones antiguas del Terciario y fue, posteriormente, rellenada con sedimentos miocénicos, formando ahora una superficie extensa del Mioceno, marcada claramente en el mapa geológico.

Las antiguas Formaciones del Terciario, que pertenecen al Eoceno Medio y Superior, circundan en apreciables extensiones la cuenca de Progreso.

a) – PALEOCENO Y EOCENO INFERIOR

Es muy interesante que sólo en la Península de Sta. Elena, en su costa suroccidental, se ha comprobado la existencia de las Formaciones del Paleoceno y Eoceno Inferior. Sus afloramientos se presentan en los alrededores de Engabao y en los Cerros de Chanduy y Estancia. Además, estas Formaciones han sido descubiertas por la Ecuadorian Oilfields Ltd. de Ancón en perforaciones a más de 3000 metros de profundidad.

Bajo la denominación de la Formación de “Azúcar” la I. P. C. ha reunido los estratos “Estancia” (Paleoceno), “Chanduy” y “Engabao” (Eoceno Inferior).

Los estratos “Estancia” se componen de areniscas duras, gris-oscuras y grisáceo-verdes, de capas gruesas, incluyendo pizarras arcillosas duras, de color negro, en parte carbonosas, con capas delgadas de conglomerado duro. Fueron relacionados con la Formación “San José” (Paleoceno), revelada en una perforación profunda del campo petrolero de Ancón.

Los estratos “Chanduy” (piso inferior del Eoceno Inferior) se caracterizan por series de areniscas de color gris y areniscas silíceas, alternantes con conglomerados en parte silíceos, y con pocas capas pizarrosas de arcilla negra. Corresponden al “Atlanta sandstone” (arenisca de Atlanta) del Eoceno Inferior, de las perforaciones profundas del campo petrolero de Ancón.

Los estratos de “Engabao” (piso superior del Eoceno Inferior) comprenden areniscas y, predominantemente, arcillas duras, laminadas, además de capas de conglomerado cuarcítico, hallándose conformes con las “Atlanta shales” (Arcillas pizarrosas de Atlanta, campo petrolero de Ancón), del piso superior del Eoceno Inferior.

La mayor parte del petróleo nafténico producido en el campo petrolero de Ancón, proviene de las mencionadas Formaciones profundas del Paleoceno y del Eoceno Inferior. La I.P.C. captó en una de sus perforaciones, las que llegaron a estas Formaciones, reducidas manifestaciones de petróleo, pero no en cantidades comerciales.

b) – EOCENO MEDIO

Los “clay pebble beds” representan milonitas arcillosas de pocos decímetros, hasta varios metros, de espesor, formadas en planos de deslizamiento de poca inclinación. Estos deslizamientos afectaron las capas arcillosas, arenosas y calcáreas inferiores del Eoceno medio. Contienen cantos rodados y pulidos, de diferente material y tamaño.

En las perforaciones del campo petrolero de Ancón, los “middle grits” (areniscas medias) aparecen debajo de los clay pebble beds, que representan la zona inferior del Eoceno Medio.

La fábrica de cemento de San Eduardo, cerca de Guayaquil, utiliza las calizas de una faja de sedimentos calcáreos llamados Formación “San Eduardo” o “Guayaquil limestone”. Constituyen el flanco Sur de la Cordillera de Chongón, en una extensión longitudinal de 30 kilómetros. Están compuestos de bancos macizos de caliza, de contenido de foraminíferos y de fragmentos de corales, con intercalaciones de capas silíceas y arcillosas. El máximo de su potencia alcanza hasta 300 metros. Se superpone como transgresión sobre las Formaciones Guayaquil y Callo, las que forman, esencialmente, las Cordilleras de Chongón y Colonche, figurando allí como la base del Eoceno Superior.

c) – EOCENO SUPERIOR

Las areniscas petrolíferas de los “Socorro beds” forman la transición al Eoceno Superior y suministran el petróleo asfáltico del campo petrolero de Ancón. Están intercaladas en las arcillas pizarrosas en configuración de estratos cuneiformes. Los “Socorro beds” se caracterizan por la presencia de foraminíferos Lepidociclina y Orbiculina, que se hallan también en los afloramientos de los pisos inferiores del grupo Ancón, al Sur de los Cerros de Azúcar, de modo que estas Formaciones deben ser correlacionadas con los mismos “Socorro beds”.

En áreas muy grandes afloran los “Seca shales”. Por primera vez fueron investigados detenidamente en la zona de Ancón. Han sido definidos como un grupo de lutitas laminadas, de capas delgadas, bastante uniformes, con intercalaciones locales de arenisca delgada. Su extensión alcanza el pie austral de la Cordillera de Colonche. En la región de Salanguillo predomina la así llamada “arenisca orbitoidal”.

El límite con el Oligoceno no es bien preciso, porque la microfauna de este horizonte pertenece, en parte, al Eoceno Superior, y, en parte, al Oligoceno Inferior.

Fuera del campo petrolero de Ancón la I.P.C., ha combinado los pisos, que corresponden al clay pebble bed, con los Socorro beds y con los Seca shales, denominándolos “Grupo Ancón”.

d) – OLIGOCENO INFERIOR

Al oriente del pueblo y de los cerros de Zapotal afloran los estratos de la Formación del mismo nombre. Las múltiples intercalaciones de areniscas y de conglomerados duros han causado en el terreno la aparición de barrancos escarpados, que se levantan, visiblemente, encima de los terrenos de ondulación suave de las Formaciones arcillosas de Ancón (Seca shales).

La serie Zapotal comprende capas con restos fósiles vegetales, además de los estratos que albergan restos de la fauna marina. De este hecho se deduce que, temporalmente, el suelo del mar poco profundo en este período geológico, se transformó en tierra firme. A pesar de que, en Formaciones de este tipo, puede ser esperada la existencia de petróleo, las perforaciones que cruzaron las capas “Zapotal” no han producido sino ligeras manifestaciones de gas y de petróleo.

Otros afloramientos de “Zapotal” se hallan al Sur de Chongón y cerca de Posorja.

El barranco del lado oriental de la punta Ancón ofrece un corte muy apropiado para el estudio del Oligoceno Inferior. Puesto que las capas buzan ligeramente al Sur, la Formación de cerca de 500 metros de potencia aflora con todos sus detalles. El conglomerado basal como piso inferior, está superpuesto, en discordancia, al Eoceno Superior de Ancón. Hacia el Sur siguen areniscas tabulares, lutitas laminadas y arenosas, la conocida arenisca maciza de concreciones esféricas de 20 cm hasta 1.20 m de diámetro; después areniscas y arcillas alternantes y, como piso superior, la “arenisca blanca de Ancón”, en la Punta misma.

e) – OLIGOCENO MEDIO Y SUPERIOR

El grupo “Dos Bocas” se halla bien exhibido en los alrededores del pueblo que lleva el mismo nombre; además al Este de los Cerros de Estancia. Está constituido por series de lutitas laminadas, incluyendo características concreciones dolomíticas. Por variaciones de la microfauna han sido separados, localmente, los estratos “Rodeo”, “La Cruz” y “Subibaja”. La última Formación está en plena transición al Mioceno y, en su mayor parte, pertenece ya al Mioceno Inferior.

f) – MIOCENO

El mar miocénico se había extendido “transgresivamente”, y dejó sus sedimentos en áreas mucho más amplias que las que ocuparon las Formaciones anteriores. La zona al Sur de las Cordilleras de Chongón y Colonche ha quedado libre del Mioceno solamente al Oeste de la cuenca de Progreso. En la parte noroccidental de la misma, los sedimentos del Mioceno Inferior se componen de areniscas y lutitas de la Formación “Subibaja”, las que tienen el carácter de sedimentos de agua semidulce-salobre, depositadas en bahías extensas de poco fondo.

En dirección suroriental se superpone la Formación potente semimarina de “Progreso”, de espesor variable hasta 2000 metros, atribuida al Mioceno Medio. Está constituida por sedimentos acumulados en aguas salobres de poca profundidad, a saber: areniscas gruesas y conglomerados finos, intercalados por capas delgadas de arcilla, Formaciones llenas de restos fósiles de moluscos.

g) – MIOCENO SUPERIOR Y PLIOCENO

Se encuentran desarrollados exclusivamente en la Isla de Puná, tapados, en su mayor parte, por tablazos cuaternarios marinos. En la mitad de la isla, una parte pequeña del Oligoceno Superior (“Dos Bocas”) asoma al lado de un área mayor del Mioceno Medio (“Progreso”), cubierto en el lado noroccidental de la isla por el Mioceno Superior del Cerro Malo. En las orillas, al pie de este cerro, afloran las Formaciones locales “Placer” (Mioceno Superior), “Prepuná” y “Puná” (Plioceno). Las elevaciones poco altas del lado suroccidental han sido formadas por sedimentos plio-pleistocénicos de arenas y arcillas estratificadas, de las Formaciones locales “Lechuza Inferior y Superior”.

Hay que mencionar que las capas miocénicas, en las zonas anteriormente mencionadas, se presentan en ondulación orogénica ligera, en contraposición al plegamiento pronunciado de los estratos más antiguos. En cambio, los sedimentos pliocénicos y cuaternarios no han sufrido dislocaciones apreciables, excepto su levantamiento vertical.

LA ZONA COSTANERA AL NORTE DE LAS CORDILLERAS DE CHONGÓN Y COLONCHE

El elemento estructural de la mayor importancia tectónica, comprobado por los resultados sorprendentes de la investigación gravimétrica, constituye el umbral subterráneo de Daule. Su extensión está marcada por el afloramiento uniforme de una superficie extensa del Mioceno. Alrededor del umbral se agrupan, al Norte y al Oeste, las Formaciones más antiguas del Terciario; mientras, en el lado Sur, el "Piñón", que forma el basamento volcánico del umbral, aparece desde debajo del Mioceno. Las Formaciones terciarias han sufrido dislocaciones tectónicas, como consecuencia de su choque contra los bordes del umbral. La posición inclinada (monoclinales) de las capas sedimentarias y el plegamiento de las mismas, son estructuras típicas de esta zona. Pero, ante todo, la estructura geológica está caracterizada por las rupturas y desplazamientos verticales de grandes bloques, a lo largo de fallas extensas, y por la consiguiente formación de elevaciones (Horst) y depresiones (graben) tectónicas. Es decir, se ha producido una especie de "Block-faulting", parecido a la tectónica de la península de Sta. Elena. De interés especial, con relación a la existencia probable de yacimientos petrolíferos, son las estructuras que se presentan, en el fondo subterráneo, como elevaciones en figuras de domos alargados.

Del cuadro estratigráfico se puede desprender la correlación de las formaciones de nuestra zona con los pisos correspondientes, al Sur de las Cordilleras de Chongón y Colonche. Los fenómenos orogénicos reflejados en la tectónica, en forma de discordancias, transgresiones (conglomerados basales) e interrupción de sedimentación, están señalados en el cuadro por líneas dobles horizontales.

a) – PALEOCENO Y EOCENO INFERIOR

Faltan por completo. Las Formaciones Guayaquil y Callo del Cretácico Superior, que en la zona costanera austral forman el basamento del Paleoceno, afloran solamente en la cercanía de la Cordillera Chongón y Colonche, tomando, de este modo, parte en la constitución de ellas; por ejemplo, en la región de Callo y Jipijapa, en sus estribaciones, y al Occidente de Pascuales, donde aparecen las rocas básicas del Piñón, como basamento de la Formación "Callo". En los alrededores de Pascuales y en otros lugares más, el Piñón se identifica, petrográficamente, con la Formación diabásica de la Cordillera Occidental.

b) – EOCENO MEDIO

Los sedimentos de este piso descansan sobre lavas básicas e intermedias, aglomerados y tobas volcánicas, que por la I.P.C. han sido juzgados todavía de Piñón en la provincia de Manabí y, ciertamente, con alguna duda, en la parte occidental de la provincia de Esmeraldas. En la parte oriental, las capas eocénicas lindan inmediatamente con la Formación diabásica del pie de la Cordillera Occidental. De esta manera, no existe ninguna duda de que el basamento de las rocas volcánicas intermedias pertenece ya a las porfiritas de la Formación diabásica de la Cordillera. Consiguientemente, la Formación Piñón y la diabásica de esta zona son idénticas.

En la provincia de Manabí y en la parte occidental de la provincia de Esmeraldas, las series de las delgadas capas calcáreas, silíceas y tobáceas, conteniendo, en mayor escala, calizas macizas, han sido denominadas Formación "San Eduardo", o cerca de Manta, Formación "El Cerro". A ellas corresponden, en la zona oriental de Esmeraldas, las areniscas calcáreas y las calizas macizas, que yacen debajo de la Formación "Zapallo", cerca de Borbón, y, además, la "Caliza de Santiago", con su conglomerado basal, en el curso superior del río Santiago.

c) – EOCENO SUPERIOR

La Formación "San Mateo", de la región de Manta tiene rasgos arenosos, tobáceos y arcillosos y está colocada en el mismo piso, como la Formación "Zapallo" de la provincia de Esmeraldas. La última se distingue por los restos de radiolarios en las capas arcillosas laminadas (perforación Camarones); por lo demás, las capas son en parte, silíceas y en parte, tobáceas. En la región de Telembi las arcillas contienen los restos de una rica fauna de foraminíferos.

Aunque los microfósiles no permitan fijar con precisión el límite entre el Eoceno Superior y el Oligoceno Inferior, sin embargo, existe una división marcada por un conglomerado, o por una discordancia pronunciada en la base del Oligoceno Inferior.

d) – OLIGOCENO INFERIOR

Está representado, en la provincia de Manabí, por la Formación "Manta" y la parte superior de la "San Mateo", y, en la provincia de Esmeraldas, por la Formación "Playa rica". Su carácter petrográfico se constata por la existencia de arcillas pizarrosas y laminadas, de colores verde-oscuros, con microfósiles de foraminíferos. Ocurren intercalaciones de arenisca "orbitoidal", de grano grueso y angular. La Formación "Playa rica" está superpuesta, discordantemente, a la "Zapallo". El estudio de la microfauna hace suponer que las partes inferiores deberían ser atribuidas al Eoceno Superior.

Más arriba, en el orden cronológico, siguen, entre el curso inferior del río Esmeraldas y el río Ostiones, las series de arcillas laminadas tobáceas y de tobas volcánicas de la Formación "Chumundé" y, más allá, en dirección suroriental, en la zona de Telembi, las arcillas limosas de la Formación "Pambil", con restos de una fauna abundante de foraminíferos, Formación que, en parte, debe ser atribuida al Oligoceno Medio.

e) – OLIGOCENO MEDIO

En la provincia de Manabí constituyen las arcillas y areniscas finas laminadas la Formación "Tosagua", a la que corresponde, en la provincia de Esmeraldas, la Formación "Viche", determinada por una serie de arcillas limosas, en parte tobáceas, con intercalación de capas menores de arenisca tobácea, todo con un gran contenido de caparazones de foraminíferos. "Tosagua" y "Viche" están separadas por discordancias, de las subyacentes "Chumundé" y "Pambil".

f) – OLIGOCENO SUPERIOR

Ciertos lugares de la región de Manta comprueban que la continuidad de la sedimentación ha sido interrumpida por áreas de tierra que emergieron del mar oligocénico, durante un periodo del Oligoceno Superior, hecho confirmado por la evidencia de que las capas del Mioceno Inferior de la Formación "Charapotó" yacen directamente sobre "Tosagua", del Oligoceno Medio. En cambio, en dirección nororiental aparecen en orden normal de sedimentación continua las Formaciones sublitorales y epineríticas "San Agustín" y "Angostura", que pertenecen al Oligoceno Superior y forman la base concordante del Mioceno Inferior. Se componen de areniscas de grano grueso y fino, ostentando una amplia fauna de moluscos. Con sus conglomerados basales se han superpuesto, transgresivamente, sobre "Viche", en lugares donde debe haber emergido la tierra firme y, realizándose su abrasión subsecuente, se produjo la Formación de los conglomerados basales.

g) – MIOCENO

El mar se expandió enormemente, en la época miocénica, y ocupó áreas mucho mayores que en los periodos anteriores. Las transgresiones habían empezado ya en el Oligoceno Superior, con la Formación de los conglomerados.

En la provincia de Esmeraldas la Formación "Onzole" se superpone, concordantemente, a las capas de la Formación "Angostura" y se extiende, en monotonía notable, por grandes áreas de estas regiones. En la parte inferior de la Formación "Onzole predominan capas arcillosas tobáceas con caparazones de foraminíferos, comúnmente dispuestas en fajas de capas delgadas, intercaladas de ceniza volcánica arenosa. Se superponen las arcillas laminadas y capas de limo dura, con foraminíferos. Por encima siguen, en posición concordante, los estratos de la Formación "Playa grande" del Mioceno Medio, compuestos alternantemente de toba volcánica, arenisca y limo duro, de consistencia variable.

De la Formación "Onzole" está separada, por capas conglomeráticas y discordancias marcadas, la Formación "Borbón", que constituye el piso superior del Mioceno, componiéndose de areniscas tobáceas e intercalaciones de tobas volcánicas, con fósiles de moluscos. Hacia arriba se cambian en areniscas tobáceas de grano fino y en arcillas, como consecuencia de la sedimentación en aguas litorales y epineríticas de fondo bajo.

Alrededor de Bahía y Cabo Pasado la Formación "Charapotó" del Mioceno Inferior aflora en capas de arcilla laminar, en parte tobácea, alternante con bancos de arenisca y de roca calcárea, en transición a la Formación "Progreso" (piso inferior del Mioceno Medio). También aquí el piso superior del Mioceno Medio está determinado por la Formación "Borbón" con su conglomerado basal característico.

Anteriormente ya hemos mencionado que el Mioceno cubre, en un área extensísima, las Formaciones "Piñón" y "diabásica", que constituyen el umbral subterráneo de Daule.

Fuera de muchas depresiones (graben) y elevaciones tectónicas, formadas en el proceso orogénico de dislocación de bloques por movimientos verticales y oblicuos, a lo largo de las líneas rupturales, las estructuras principales son las siguientes:

1ª – La cuenca de Borbón, limitada en el Suroeste por una falla larga de rumbo Noroeste-Sureste.

2ª – La elevación tectónica de la Península de Galera. Representa un bajío del mar terciario. Sobre él los sedimentos marinos han sido depositados en potencia mucho menor que fuera del bajío, en las zonas profundas del mar.

3ª – La elevación tectónica del río Cupí, la que forma la prolongación de las montañas de Jama y Coaque, en dirección Noreste.

Por lo demás, las estructuras son preferentemente monoclinales. En el mapa han sido marcados también unos anticlinales al Este de Bahía de Caráquez y en la región de Telembi y Playa rica; además, un sinclinal al Oeste del curso inferior del río Cayapas.

h) – PLIOCENO

Con transiciones al Pleistoceno cubre la superficie de la cuenca de Borbón y llega en dirección oriental al pie de la Cordillera. Se trata de la Formación "Cachabí", compuesta de areniscas, arcilla limosa, tobas y aglomerados de material volcánico poco endurecido.

Entre los sedimentos terciarios, especialmente desde el periodo Miocénico, se presentan, siempre en mayor escala, las arcillas tobáceas, las tobas y aglomerados volcánicos, cuyo origen se debe a la creciente actividad volcánica en las cordilleras andinas.

En el Litoral mismo, el vulcanismo se ha manifestado durante la época terciaria en escala más reducida, dejando sus huellas en forma de filones y mantos de material volcánico básico, los que, en diversos lugares, cruzan e intercalan los sedimentos terciarios de los pisos inferiores (Paleoceno hasta Oligoceno). Se cree que la silicificación de las capas arcillosas, es decir, la Formación de los así llamados "Cherts", de material calcedónico, en la zona de la Península de Sta. Elena y en la provincia de Manabí, ha sido el resultado de la acción neumatolítica de las soluciones sobrecalentadas, que se han desprendido del magma volcánico durante el proceso de su enfriamiento, penetrando y solidificando las rocas arcillosas adyacentes.

LA REGIÓN INTERANDINA

Durante el periodo del Mioceno el mar penetró desde el Suroeste en la zona interandina austral del país. Se ha extendido muy adentro, entre las elevaciones de las Cordilleras todavía bajas, y ha formado bahías alargadas y cuencas temporalmente separadas del mar abierto.

La cuenca depositaria de sedimentos terciarios, situada al extremo Suroeste, se presenta actualmente, después de su plegamiento, en forma de una serranía poco elevada entre el río Puyango (Túmbez) y la cordillera de Celica, de extensión longitudinal de cerca de 100 kilómetros. Se compone de sedimentos marinos arcillosos y de areniscas del Mioceno.

En el mapa geológico, la extensión de la cuenca miocénica de Yangana-Malacatos-Catamayo no está suficientemente representada. En realidad, ocupa un área mucho menor que la indicada. Sedimentos lacustres, y en partes marinos y semimarinos, han sido depositados allí, en espesor de muchos centenares de metros, y afectados todavía por fuertes movimientos orogénicos. Son capas erguidas y plegadas de rumbo NE-SO, de arcillas tobáceas y areniscas blandas, con intercalaciones de capas delgadas de yeso y azufre, y además, de un yacimiento extenso de carbón lignítico de hasta 2 metros de potencia.

La cuenca de Loja es de extensión menor, separada completamente de los depósitos del mar miocénico. Los sedimentos mioceno-pliocénicos lacustres, de arcillas en parte tobáceas, areniscas y conglomerados, albergan unas capas de lignito hojoso. Han sido rotos y dislocados y puestos en posiciones, a veces, muy inclinadas, con rumbo bien marcado de N a S.

Mayor extensión superficial han adquirido los sedimentos miocénicos de la depresión interandina de Cuenca, a la cual hay que añadir las cuencas de los ríos Rircay, León y Zaraguro.

En la región de Biblián-Azogues-Cuenca se distinguen de abajo hacia arriba las siguientes Formaciones: la arenisca y los conglomerados de Biblián (250 metros de espesor); las arcillas laminadas de Cuenca (850 metros de espesor); y las areniscas de Azogues (650 metros de espesor). En el piso de Biblián se encuentran intercaladas 3 o 4 capas de hulla lignítica, cuya potencia total oscila entre 2 y 4 metros, extendiéndose en dirección Norte-Sur, en una longitud de 10 a 12 kilómetros. Las estructuras principales se desarrollan en ambos lados del famoso anticlinal de Biblián y muestran inclinaciones variables de 30 a 60° hacia el Este y Oeste. Al Sur de Cuenca toman el rumbo poco a poco NE-SO. Los sedimentos, en su mayor parte de agua dulce o poco salobre, pertenecen al Mioceno y Plioceno.

En las cercanías de Biblián y Cuenca se hallan, esporádicamente capas delgadas de asfalto, encerradas en los estratos arcillosos. Han provocado la esperanza no cumplida de la existencia de yacimientos petrolíferos en mayores profundidades.

La depresión de Latacunga-Ambato, de la zona interandina septentrional, está rellenada de sedimentos lacustres plio-pleistocénicos, que están cubiertos de masas fluvio-lacustres pleistocénicos, de modo que, en las quebradas profundas de los ríos están reveladas las acumulaciones pliocénicas de arcillas, arenas, conglomerados fluvio-lacustres de material predominantemente volcánico. Hay muchas intercalaciones de mantos lávicos de andesita.

A causa del levantamiento epirogénico de las Cordilleras Occidental y Oriental, se produjo el hundimiento relativo de la mencionada depresión interandina y, consiguientemente, la ruptura de la corteza terrestre originándose así las fallas longitudinales en ambos lados de la depresión y mostrando, al fin, el aspecto de un "graben". En los alrededores de las fallas mismas las capas se presentan rupturadas y fuertemente inclinadas, o en posición de flexión.

LA ZONA SUBANDINA DEL ORIENTE

Por los geólogos de la Shell Co. of Ecuador la secuencia de los sedimentos terciarios ha sido reunida bajo el nombre de Formación “Oriente”. Se trata, como ya hemos visto, de masas depositadas por sedimentación continental y en zonas de regresión marina. Hasta ahora no fue posible clasificar con precisión las diferentes Formaciones según su edad geológica, de manera que falta todavía su distribución detallada en los distintos pisos del Terciario.

Superpuestas a las pizarras arcillosas (Formación “Tena”) del Cretácico Superior, las series de conglomerados y areniscas alternantes con pocas capas arcillosas, están atribuidas al Eoceno Medio y consideradas como sedimentos terciarios más antiguos. Consiguientemente, habrá que admitir un intervalo de sedimentación entre el Cretácico Superior y el Eoceno Medio. Estas series conglomeráticas de 250 a 500 metros de potencia, han recibido la denominación “Tiyuyacu”. Están cubiertas concordantemente, por la Formación de redbeds, llamada “Chalcana”, que se compone, en primer lugar, de pizarras arcillosas rojizas. Sus capas características alcanzan, al Norte del río Pastaza, potencias de hasta 1100 metros. Puede suponerse que sus estratos superiores ya forman parte del Oligoceno.

Al Norte y al Sur del Pastaza descansan sobre los mencionados redbeds (“Chalcana”) las Formaciones del Oligoceno Medio y Superior, denominadas “Arajuno” y “Pastaza” respectivamente, con sus areniscas parduzcas, intercaladas por arcillas multicolores y conglomerados locales, Formaciones que, a su vez, están tapadas por las series sedimentarias miocénicas de “Chambira” y de “Ushpa”, al Norte y al Sur del Pastaza, respectivamente, que se componen de conglomerados, arenas y arcillas.

En las zonas orientales de esta provincia afloran en extensas áreas los sedimentos fluvio-lacustres mio-pliocénicos de la Formación “Curaray”. Es una secuencia de arenas amarillas y parduzcas, en posición alternante con arcillas rojas y pardas. Los afloramientos en los ríos Curaray, Cononaco, Nashiño y Yasuní, albergan numerosos horizontes con restos fósiles de tortugas, reptiles y mamíferos, además de gastrópodos, bivalvos, ostrácodos y plantas.

4) – PLUTONISMO Y VULCANISMO

Como muestra el mapa geológico, los afloramientos de las rocas volcánicas y plutónicas se extienden, en el país, a muy grandes áreas, preferentemente en las regiones de las cordilleras. Cuando tratamos del Cretácico, fueron ya mencionadas las lavas básicas e intermedias y las demás rocas piroclásticas de la Formación “Piñón” del Litoral, de la Formación diabásica de las cordilleras andinas y de la Formación “Misahuallí” del Oriente, que todas tienen su origen volcánico. También los productos del magmatismo terciario y cuaternario cubren superficies extensas.

Como estas Formaciones pertenecen, casi exclusivamente, a las regiones montañosas, es interesante conocer las relaciones existentes entre el origen de las cordilleras y las intrusiones y efusiones del magma.

Durante la Formación de las cordilleras de plegamiento, las que, por la compresión orogénica, se levantan de los grandes geosinclinales, entra en acción un fuerte magmatismo en forma de vulcanismo, dejando intercalados e inyectados sus productos en los sedimentos del geosinclinal. Esta acción fuerte del magma da principio al periodo geosinclinal, en los comienzos de la orogénesis, y por eso, se llama magmatismo inicial. Caracteriza el geosinclinal que se rellena de sedimentos marinos potentes, hundiéndose, más y más, en las zonas profundas del magma básico, el cual asciende reactivado, se inyecta entre los sedimentos marinos o forma potentes mantos volcánicos.

Por el movimiento del cratón "Brasilia" en dirección occidental, contra el cratón pacífico profundo, el geosinclinal sufre entre los dos una compresión tal, que los sedimentos, los mantos lávicos y masas tobáceas del vulcanismo inicial, depositados en el geosinclinal, se doblan y comprimen en profundos plegamientos. Las masas de las partes inferiores de los pliegues llegan a zonas tan sumergidas y calientes, que se funden y transforman en magma regenerado ácido e intermedio (Palingenesis), el que, en forma de intrusiones, penetra por los espacios nucleares de los pliegues, y aparece, en muchas regiones, después de la denudación de las partes superiores de los pliegues, como núcleo central de los sistemas anticlinales.

Según las investigaciones, las intrusiones dioríticas y granodioríticas de la Cordillera Occidental se han originado al fin de la fase principal de plegamiento, en el periodo intermedio entre el Paleoceno y Oligoceno. Probablemente, en el mismo periodo se han producido las intrusiones de las cadenas marginales del Este de la Cordillera Oriental, como el Cerro Abitagua, la Tercera Cordillera y sus prolongaciones hacia el Norte y el Sur.

Este periodo de intrusiones debería ser atribuido al plutonismo sinorogénico de fase rezagada, al que ha seguido, más tarde, el fuerte vulcanismo subsecuente de la fase orogénica del Mio-plioceno y, luego después, en acción decreciente, el vulcanismo del periodo epirogénico del Pleistoceno. Se habían desarrollado los mantos superficiales de gran extensión, por ejemplo, los situados entre Cuenca y Loja, compuestos de lavas y materiales piroclásticos de andesitas y riolitas. En el Norte del país estas efusiones están veladas, en gran parte, por las masas volcánicas de las andesitas y dacitas del vulcanismo pleistocénico y actual.

Hay que mencionar el vulcanismo final, que produce material básico y termina los periodos orogénicos. Trasladó su actividad a la margen oriental de la verdadera zona geosinclinal, es decir, a las faldas orientales de los Andes y a la región subandina misma. Está representado por los volcanes activos Reventador y Sangay, en las estribaciones andinas, y el apagado Sumaco, de la región subandina. El Tungurahua arroja lavas andesíticas básicas y puede, por esta razón, ser considerado como tipo de transición entre el vulcanismo subsecuente en decrecimiento y el vulcanismo final de la actualidad.

En el Litoral existen filones, mantos lávicos e intrusiones hipabisales de rocas volcánicas básicas, que han cruzado, inyectado y cubierto las Formaciones terciarias. Ya mencionamos la Formación de las lutitas silicificadas, llamadas Cherts, con sus concreciones características de calcedonia. Frecuentemente aparecen en la cercanía o en contacto inmediato de las rocas volcánicas básicas, y deben su origen a la influencia neumatolítica de las mismas.

Muchas zonas mineralizadas, económicamente importantes, están asociadas a las intrusiones plutónicas de los granitos, granodioritas y sienitas, o a las Formaciones hipoabisales de las rocas volcánicas. Los filones metalíferos y las zonas mineralizadas de contacto, nacieron durante la intrusión del magma en las rocas ya existentes o después de ella. De las exhalaciones de los gases y soluciones sobrecalentadas, se han depositado las precipitaciones de minerales en las aberturas y grietas por donde pasaron y penetraron; o han impregnado las rocas adyacentes mismas con materia mineral, originando así yacimientos minerales de las más variadas formas, extensiones y riquezas.

IV. – CUATERNARIO

a) Pleistoceno

Zona cordillerana

Al fin del Terciario los Andes, después de su plegamiento y su subsiguiente denudación, se elevaron sólo a alturas relativamente modestas de 1500 a 2500 metros. En cambio, en el Pleistoceno se inició el levantamiento epirogénico en gran escala. El proceso de estos movimientos verticales se efectuó en las diversas partes del país en diferente grado. Alzamientos, especialmente fuertes, han tenido lugar en la parte septentrional de los Andes ecuatorianos.

Puesto que el levantamiento andino epirogénico se realizó en ritmos y grados desiguales, las masas rocosas tuvieron que rupturarse en bloques o fajas cortadas por fallas y sistemas de grietas, en direcciones longitudinal y transversal respecto a la forma alargada de los Andes. Las partes centrales de las cordilleras se han levantado en mayor escala que las laterales, de manera que, entre las Cordilleras Oriental y Occidental del Norte del país, resultó, por los desplazamientos verticales, el moldeado de una depresión profunda y ancha ("graben"): la zona interandina. Los sistemas de fallas, a lo largo y a través de las cordilleras, limitan las hoyas interandinas y representan los lugares débiles de la corteza terrestre, los que han servido para formarse en ellos canales de conducción del magma hacia la superficie, para reavivar la actividad volcánica durante el Cuaternario. De la misma manera se produjeron rupturas longitudinales, siguiendo el eje mediano de las depresiones y dando origen a volcanes colocados en las zonas centrales de las mismas.

FENÓMENOS SÍSMICOS

En las fallas de las zonas rupturales se producen todavía en la actualidad movimientos poco perceptibles. Por las tensiones epirogénicas se acumula energía, que tiende a efectuar el desplazamiento vertical de los grandes bloques separados por las fallas, hasta que la resistencia del rozamiento en ellas queda superada, y, por fin, un brusco golpe del movimiento neutraliza la tensión. Por la fricción entre las masas movidas se originan vibraciones de la corteza terrestre: los temblores y terremotos que se propagan desde el foco a todas direcciones, en forma de ondas sísmicas.

En el mapa geológico los extensos sistemas de fallas están marcados, especialmente en la parte septentrional de las cordilleras andinas, indicando así las zonas de mayor sismicidad del país. Los epicentros de los temblores y terremotos acaecidos en el país, en casi todos los casos, han sido localizados en los lugares de zonas de fallas, y se caracterizan por su forma alargada, según la extensión longitudinal del foco situado en la falla.

EL VULCANISMO PLEISTOCÉNICO

La altura actual de las crestas de las cordilleras septentrionales asciende, por término medio, a 4000 metros. Encima de las cadenas se levantan, colocados sobre las fallas, innumerables volcanes apagados de diferentes dimensiones. Algunos de ellos traspasan el nivel de la nieve perpetua (4600 a 4800 metros) y están coronados de nevizas y glaciares, en gran variedad de extensión y forma. El macizo volcánico más potente es el Chimborazo, volcán doble, apagado, de 6310 metros de altura, según las mediciones de Reiss y Stübel. Por acumulación de los materiales arrojados de los volcanes formados encima de las fallas transversales, la depresión interandina en su extensión longitudinal de muchos centenares de kilómetros, fue separada en las diferentes hoyas, en las que la altitud media oscila entre los 2200 y los 2800 metros.

Los volcanes nacieron y se apagaron en diferentes periodos del Cuaternario, preferentemente en el Pleistoceno, y han arrojado enormes cantidades de materiales sueltos, a más de las lavas compactas. Masas en diverso grado de pulverización fueron transportadas y depositadas por el viento, originando la así llamada “Cangagua”, Formación que se asemeja en sus propiedades físicas al “Loess”. Es una toba volcánica ligeramente endurecida, de color amarillento, y difiere del Loess por la falta original del carbonato de calcio.

No es posible exponer en pocas palabras los complicados procesos de sedimentación del Cuaternario, en esta parte epirogénicamente muy movida de los Andes, porque los levantamientos y aparentes hundimientos en gran escala, el vulcanismo intenso y las glaciaciones han desarrollado sus acciones, por lo general, simultáneamente, de manera que sus productos se intercalan y se recubren mutuamente con gran irregularidad. Pero, felizmente, ciertos estratos están caracterizados, sea por su composición petrográfica, sea por su origen geológico, sea, en fin, por sus restos paleontológicos, de tal manera que pueden servir como estrato-guías. En este sentido desempeña un papel especial la cangagua eólica del segundo interglacial y, en escala mucho mayor, la del tercero, o sea del último, con las bolas de cangagua (Coprinisphaera ecuadoriensis), que sirven como importantísimo horizonte de guía.

Las islas Galápagos representan un grupo interesantísimo de volcanes potentes. Sólo sus partes superiores se levantan sobre la superficie del mar. Como algunos de ellos están todavía en actividad, hay que colocar su origen en los últimos periodos del pleistoceno.

Sus lavas negras son basaltos. Además, se componen, en parte reducida, de tobas volcánicas, de las llamadas palagonitas, que remontan a un periodo más antiguo.

LAS GLACIACIONES PLEISTOCÉNICAS

Gran importancia para la clasificación de las Formaciones cuaternarias tienen los diversos periodos de glaciaciones, las cuales, por su parte, fueron influenciadas por los efectos de los movimientos epirogénicos verticales de los Andes.

Correlativamente a las oscilaciones cuaternarias del clima, descendió el límite de la nieve perpetua durante los periodos glaciares y, por el contrario, ascendió en los periodos interglaciares y en el postglaciar. Las consecuencias de estas oscilaciones altitudinales de la nieve perpetua fueron robustecidas o debilitadas por los levantamientos y hundimientos tectónicos de la región andina.

Como ya fue mencionado, al comienzo de la época cuaternaria los más altos cerros de las cordilleras se alzaron sólo muy poco por encima de los 2500 metros, de manera que, en muy pequeña proporción sobrepasaron el nivel altitudinal de la nieve perpetua, el cual descendía al empezar el Pleistoceno. A consecuencia de esto, el descenso general de temperatura ocasionó, en las alturas todavía reducidas de las cordilleras, un periodo pluvial sin fenómenos notables de glaciación.

Podemos reconocer los restos de glaciaciones pleistocénicas, y su mayor extensión con claridad más precisa, cuando en los periodos siguientes de glaciación, – que estuvieron acompañados del levantamiento creciente de la región cordillerana y del descenso relativo más fuerte del límite de la nieve perpetua –, pudieron extender las huellas de las acumulaciones de la nieve y su transformación en hielo glaciar en áreas más amplias.

El desarrollo de las diversas formas de glaciación en los tiempos siguientes, muestra una más grande diversidad, especialmente porque aparece en el escenario de las actividades geológicas el tercer factor, que es el vulcanismo. Sobre las cadenas de las cordilleras fueron construidos los potentes macizos volcánicos, con lo cual enormes masas montañosas entraron en las alturas heladas, superponiéndose sobre el alzamiento epirogénico, y aumentando así las regiones de alimentación de los glaciares.

Las investigaciones hasta ahora realizadas han descubierto la existencia de cuatro principales periodos glaciares, incluyendo el primer periodo pluvio-glaciar, los que se han hecho reconocibles por los restos dejados en la acción directa de las glaciaciones y, naturalmente, también por la aparición de los periodos interglaciales, con sus sedimentos especiales.

Aun cuando en la actualidad existe la posibilidad de determinar un nivel altitudinal bastante uniforme de la nieve perpetua, sin embargo, para los distintos periodos del pleistoceno se oponen a este propósito grandes dificultades, porque las posiciones altitudinales de las montañas se habían desplazado continuamente, a causa de los movimientos epirogénicos verticales.

En general, se ha comprobado que, en los periodos de las glaciaciones pleistocénicas, el límite de la nieve perpetua debe haber estado situado en alturas mucho más bajas que actualmente. Según Hans Meyer, debe haber tenido una posición altitudinal de 500 a 600 metros más baja que la contemporánea, de 4600 a 4800 metros, en la Cordillera Oriental y en la Occidental respectivamente. Mis investigaciones muestran, con seguridad, que el límite de la nieve perpetua ha descendido durante las glaciaciones pleistocénicas, por lo menos 1200 a 1500 metros, comparativamente al nivel actual; no tomando en cuenta los hundimientos relativos que hacen aparente, en muchos lugares, un descenso de más de 2000 metros.

Hundimientos absolutos existen en el Sur del país, por ejemplo, en la zona de Piñas-Arenillas, en donde el levantamiento es reconocible sólo en el Postglaciar.

Con mayor facilidad puede ser determinada la extensión superficial de los glaciares pleistocénicos por los restos claramente distinguibles, que sus hielos han dejado en forma de morrenas, o huellas de erosión.

El Sur del país exhibe rastros de glaciaciones pleistocénicas menos extensas que el Norte, a causa del levantamiento general de grado menos fuerte, interrumpido, localmente, por verdaderos hundimientos.

El croquis que se publica adjunto, muestra la reconstruida extensión máxima del hielo glaciar en el Pleistoceno. Se deduce que realmente los glaciares de esta época han ocupado, en las regiones cordilleranas, muy extensas áreas, hecho que nos explica las dificultades que se han opuesto al desarrollo de la fauna, especialmente de los grandes mamíferos. El profesor R. Hoffstetter nos ha dado una descripción amplísima de sus estudios acerca de los fósiles de los mamíferos del Ecuador, que proporciona una nueva y correcta aclaración sobre estos animales que han poblado, en los últimos periodos del Pleistoceno y en el Postglaciar, los bosques y estepas frías del país, especialmente durante el tercer interglaciar.

CARÁCTER PETROGRÁFICO DE LOS SEDIMENTOS CUATERNARIOS

De una manera general, puede decirse que el material de que se componen las rocas cuaternarias en la región andina del Norte del país, consiste casi completamente en productos volcánicos, porque, como se ha visto, en esta región volvió a aparecer, en el cuaternario, la actividad volcánica con nueva intensidad.

Las hoyas interandinas son los sitios de mayor potencia de los depósitos lacustres y fluviales. Las partes más profundas de las depresiones se han rellenado exclusivamente de estratos lacustres, fluvio-lacustres y glacio-lacustres del Pleistoceno más antiguo. Sólo cuando se investigan los perfiles superiores, se encuentran intercalaciones eólicas, las cuales demuestran que, temporalmente, durante los periodos interglaciales, han tenido lugar desecaciones de las depresiones, originando sedimentos propiamente terrestres, encima de los depósitos lacustres y fluviales. Los alzamientos continuos de los Andes han profundizado las bases de erosión de las hoyas interandinas situadas en los flancos exteriores de las cordilleras, y así han ahondado los lechos de los ríos, los cuales efectúan el desagüe de las hoyas, y contribuyen con su acción a la desecación periódica de las hondonadas interandinas.

Existen ciertos estratos guías, como ya fue explicado. En primera línea hay que considerar las morrenas glaciares como capas de guía, especialmente las morrenas basales. Sus prolongaciones a mayor distancia consisten en sedimentos fluvio-glaciares, lacustres y glacio-lacustres.

En el tiempo de la declinación de la última glaciación y en el Postglaciar, la erosión del agua corriente ganó mayor importancia, para formar valles hondos en el fondo de la región interandina. Estos valles se presentan ahora con característica forma de profundos cañones, con laderas verticales, que han dejado descubiertos amplios perfiles de los sedimentos pleisto-pliocénicos. Naturalmente en la región del Sur ecuatoriano no existen estos valles encañonados, porque allá faltaron las grandes acumulaciones cuaternarias de origen volcánico. Ésta es la causa de que el aspecto de la región austral sea muy diferente de la del Norte.

Otras capas características del segundo y tercer interglaciar corresponden a la cangagua eólica antigua y moderna, componiéndose de tobas volcánicas parecidas al Loess, con las conocidas bolas de Cangagua, que sirven como horizontes de guía. Una especie típica de escarabajos del género Deltochilum, de la familia Scarabaeidae, ha construido estas bolas (Coprinisphaera ecuadoriensis), que valieron como viviendas para la procreación de estos insectos.

Hallazgos de restos fósiles de mamíferos ha habido siempre en capas pertenecientes al tercer interglaciar y postglaciar; de mucha menor frecuencia son en el segundo interglaciar, como ya dijimos.

POSTGLACIAR

Como producto del Postglaciar, existe una cubierta débil de Cangagua eólica, extendida sobre las Formaciones constitutivas de la cuarta glaciación; y cuando no existen éstas, se muestran directamente encima de la Cangagua eólica del tercer interglaciar, mostrando como separación una capa de color oscuro, que representa un suelo fósil. Capas de esta clase se intercalan con frecuencia en acumulaciones de mayor espesor del Postglaciar.

También discordancias de erosión pueden separar las Formaciones del Postglaciar de las anteriores.

LITORAL

Los fondos planos emergidos del mar litoral, por el levantamiento epirogénico del continente, se llaman tablazos marinos. Están constituidos por arenas finas y gruesas y por conglomerados, todos horizontalmente depositados, de potencia variable en las diferentes zonas, y que contienen numerosos fósiles de moluscos. Las soluciones calcáreas provenientes del desleimiento parcial de los fósiles, han penetrado y cementado, en muchos lugares, las arenas y conglomerados, por la precipitación del carbonato de calcio.

Los tablazos horizontales se encuentran, discordantemente, superpuestos a estratos bien inclinados del Terciario, rebajados y aplanados por la abrasión marina.

Tres fases distintas del levantamiento epirogénico, interrumpidas por periodos de cesación del movimiento vertical, hicieron emerger el fondo del mar en tres secciones, formándose los tres tablazos con la ayuda de la abrasión marina.

Las diferencias altitudinales entre los tablazos son distintas, según el grado peculiar de levantamiento en la costa.

En la Puntilla (Península de Sta. Elena) se notan las siguientes altitudes sobre el nivel del mar:

1° – Tablazo superior y más antiguo 75 a 80 metros.

2° – Tablazo medio……………………….. 45 a 50 metros

3° – Tablazo inferior……………………… 10 metros.

Cerca de La Carolina y de La Libertad, de ciertas áreas de los tablazos inferiores brota petróleo oscuro, posteriormente oxidado en yacimientos secundarios. Había subido por las grietas de las fallas, desde la profundidad, y penetrado las areniscas del tablazo.

Los tres tablazos y planos de abrasión marina de la isla de La Plata forman las partes superiores de ella y ocupan las altitudes de 235 metros, 160 metros y 35 metros respectivamente.

En la costa de la provincia de El Oro se ha formado sólo un tablazo antiguo, al pie de la Cordillera y cerca de Machala, a causa del levantamiento tardío continental. Por las cuencas de los ríos fue repartido en diferentes mesetas poco elevadas. El hundimiento que se originó en esta zona, dejó entrar el agua marina y depositar sus sedimentos. El levantamiento subsiguiente hizo salir a luz los sedimentos planos marinos, que habían rellenado el fondo de los valles. Procesos parecidos se han desarrollado en la costa septentrional, cerca de Bahía de Caráquez y de la Punta Galera, sin que haya resultado un verdadero tablazo, sino la sedimentación marina en los fondos de los valles, ahogados por el hundimiento.

ORIENTE

En el Oriente se presentan extensísimas mesetas pleistocénicas de material volcánico, en semicírculo enorme alrededor del punto en que sale el río Pastaza de la Cordillera Oriental, midiendo su radio hasta cien kilómetros. Los materiales volcánicos de este abanico de deposición son de sedimentación fluvial. Desde la depresión interandina de Latacunga, Ambato y Riobamba, los sistemas fluviales de los ríos Patate, Chambo y Pastaza han acarreado las flojas masas erosionadas al pie de la Cordillera Oriental, las que fueron vertidas sobre la llanura amazónica.

En las laderas de los valles erosionados por los ríos grandes de las cordilleras pueden ser distinguidas – especialmente en los lugares de su salida de las mismas – diversas terrazas fluviales, en diferentes alturas que corresponden al ritmo del levantamiento epirogénico y de la erosión respectiva. En ciertas partes australes de los Andes el proceso de levantamiento ha sido interrumpido por hundimientos, de manera que allí las terrazas faltan, o se han desarrollado en número menor.

HOLOCENO

Los sedimentos aluviales son regularmente de menor potencia. La formación de los suelos resulta como producto de la descomposición de los afloramientos rocosos y como sedimentación moderna de los ríos y lagunas, cubriendo superficialmente el país. Esta sedimentación falta en los lugares donde la erosión y denudación por el agua y el viento han impedido tales formaciones.

En la Costa en ciertas playas fueron descubiertos estratos potentes de arena negra de magnetita (arenilla) y explotados por su contenido de Titanio (Ilmenita).

Los aluviones auríferos y ciertas terrazas pleistocénicas fluviales, tienen importancia económica por la explotación de su contenido de oro. Es interesante que en los lavaderos de la provincia de Esmeraldas se encuentra ferro-platino, además del oro.

V. – BIBLIOGRAFÍA

BARRINGTON BROWN C. (1938) – On a theory of gravitational sliding applied to the Tertiary of Ancón, Ecuador, Q. J. G. S. – Vol 44.

COLONY R.J. and SINCLAIR J.H. (1932) – Igneous and metamorphic rocks of Eastern Ecuador, Annals New York Acad. Sci. – Vol. 34.

ESTRADA ABELARDO (1941) – Contribución geológica para el conocimiento de la Cangagua de la región interandina y del Cuaternario en general en el Ecuador. – Diss. Universidad Central – Quito.

GRANJA J.C. (1942) – Nuestro Oriente. – Quito.

HOFFSTETTER ROBERT (1952) – Les Mammifères Pléistocènes de la République de L'Equateur, Mem. Soc. Géol. de France, Tomo XXXI

LIDDLE R.A. and PALMER K.V. W. (1941) – The Geology and Paleontology of the Cuenca-Azogues-Biblián region. – Bull. Am. Pal., Vol. 26.

MEYER HANS (1905) – Reisebriefe aus Südamerika 1868-1876. München und Leipzig.

SAUER WALTER (1943) – Memoria explicativa del Mapa geológico de Quito. Quito, Impr. Univers. Central, Quito.

SAUER WALTER (1950) – Mapa Geológico del Ecuador. – Quito, Universidad Central Impr. Inst. art. Orell Füssli, Soc. an, Zürich.

SAUER WALTER (1950) – Contribuciones para el conocimiento del Cuaternario del Ecuador. – Quito, Impr. Universidad Central.

SAUER WALTER (1955) – *Coprinisphaera ecuadoriensis*. Bol. Inst. de Ciencias Naturales de la Universidad Central, Vol. I, N° 2.

SAUER WALTER (1955) – Los terremotos de la Provincia de Imbabura. – Bol. de Informaciones Científicas Nacionales N° 71. – Casa de la Cultura Ecuatoriana.

SHEPPARD G. (1937) – The Geology of Southwestern Ecuador. – London, Murby.

STEINMANN G. (1929) – Geologie von Perú. Heilderberg, Winter.

STÜBEL A. (1897) Die Vulkangebirge von Ecuador. Leipzig.

THALMANN H. E. (1943) Upper Cretaceous Limestones near San Juan, Prov. Of Chimborazo (Western Andes), Ecuador, Bull. Geol. Soc. Am., Vol. 54.

THALMANN H. E. (1944) – Notas sobre estudios paleontológicos de las Formaciones Cretáceas y Terciarias en la región litoral del Ecuador. Bol. Isap., Vol. 1, N° 3.

THALMANN H. E. (1946) Micropaleontology of Upper Cretaceous and Paleocene in Western Ecuador. – Journ. Pal. Vol. 30.

TSCHOPP H. J. (1948) Geologische Skizze von Ecuador. Bull. d. Ver. Schweiz Petroleumgeol. und Ing., Vol. 15 N° 48.

WASSON Th. and SINCLAIR J. H. (1927) Geological explorations East of the Andes in Ecuador. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., Vol. 11.

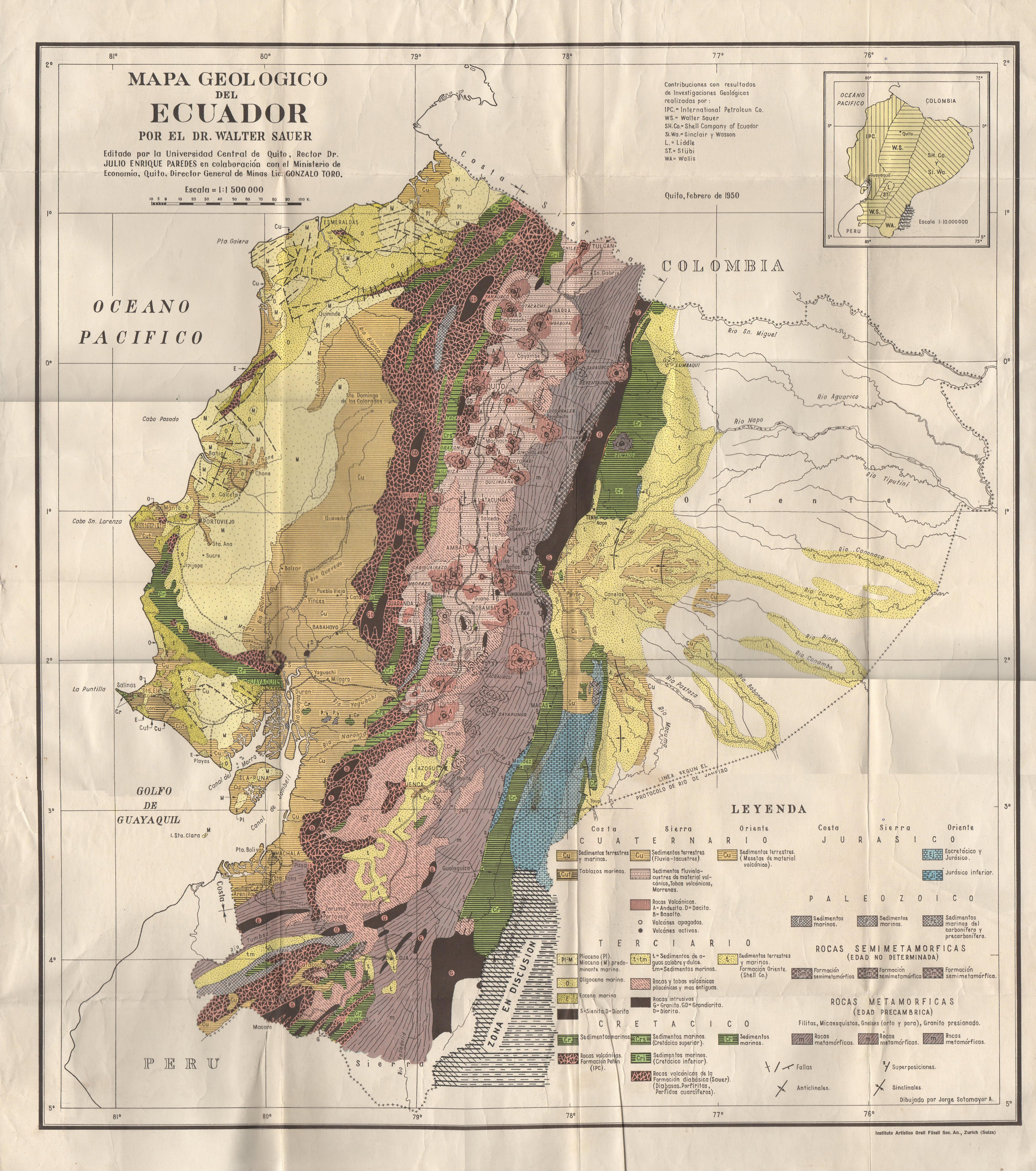
WOLF Th. (1892) Geografía y Geología del Ecuador., Leipzig, Brockhaus.

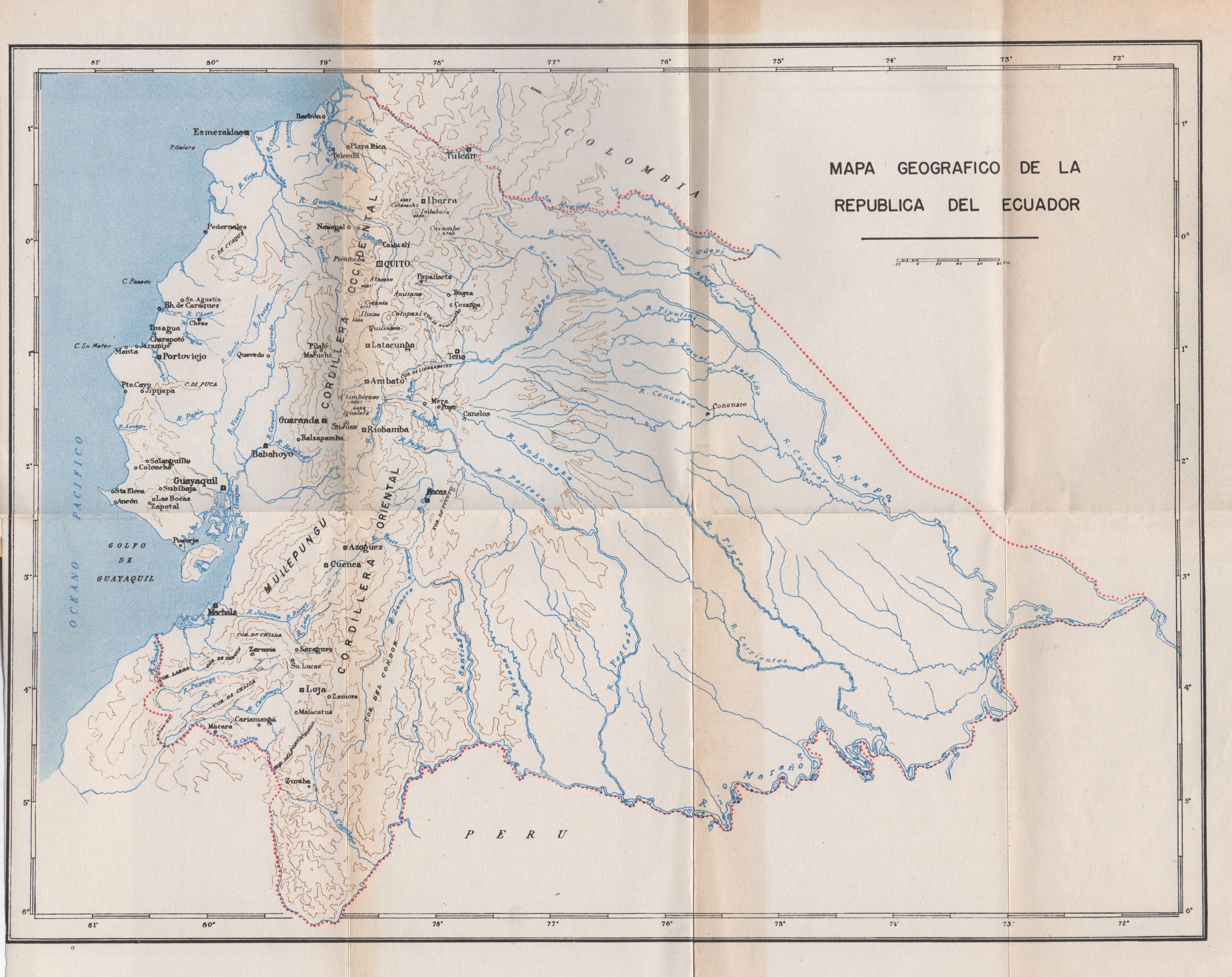
SE ACABÓ DE IMPRIMIR EL DÍA XVIII DE JUNIO DE MCMLVII, EN LA EDITORIAL UNIVERSITARIA, SIENDO RECTOR DE LA UNIVERSIDAD EL SEÑOR DOCTOR ALFREDO PÉREZ GUERRERO, DIRECTOR DE LA EDITORIAL EL SEÑOR DOCTOR CÉSAR MOSQUERA R., Y REGENTE DE LOS TALLERES GRÁFICOS EL SEÑOR DON ALBERTO ARAUJO ZAMBRANO

CUADRO ESTRATIGRAFICO DEL TERCIARIO DEL LITORAL

PROVINCIAS		GUAYAS				MANABI		ESMERALDAS – OESTE		ESMERALDAS – ESTE				CUENCA DE LOS RIOS DAULE QUININDE
PISOS ↓ / REGIONES →		CAMPO PETROLIFERO DE ANCON	POTENCIA M	CORD. CHONGON COLONCHE–CUENCA DE PROGRESO PUNA	POTENCIA M	MANTA CABO PASADO BAHIA DE CAR. PEDERNALES	POTENCIA M	GALERA, ESMERALDAS, R. OSTLONES	POTENCIA M	BORBON	POTENCIA M	TELEMBI	POTENCIA M	
		FORMACIONES		FORMACIONES		FORMACIONES		FORMACIONES		FORMACIONES		FORMACIONES		FORMACIONES
CUATERNARIO		D TABLAZOS ⚒	5–40	TABLAZOS	20 / 60	D TABLAZOS	25			PLIO–PLEISTOCENO D C CACHBI		PLIO–PLEISTOCENO D C CACHABI		ALUVION PLIO–PLEISTOCENO
PLIOCENO				PUNA, PREPUNA						(cont.)		(cont.)		(cont.)
MIOCENO	SUPERIOR			LECHUZA PLACER CERRO MALO										
MIOCENO	MEDIO			PROGRESO	VARIABLE HASTA 2000	C BORBON	800	CD BORBON	150 / 400	C BORBÓN	500	C BORBON	400	MIOCENO
MIOCENO	MEDIO			(cont.)	(cont.)	PROGRESO	400	PLAYA GRANDE	250	PLAYA GRANDE	500	PLAYA GRANDE	500	(cont.)
MIOCENO	INFERIOR			SUBIBAJA	550	CHARAPOTO D	1000	ONZOLE	200 / 350	ONZOLE	400	ONZOLE	400	(cont.)
OLIGOCENO	SUPERIOR			DOS BOCAS / CALIZAS DE MIOGYPSINA		SAN AGOSTIN		ANGOSTURA C	250 / 450	ANGOSTURA	200	ANGOSTURA D	300	TRASGRESION
OLIGOCENO	MEDIO			DOS BOCAS RODEO, LA CRUZ	1000 / 2000	TOSAGUA	1500	VICHE	400 / 800	VICHE	900	VICHE D	800 / 1000	ELEVACION ("PLATAU") SUBTERRANEA DE DAULE
OLIGOCENO	INFERIOR	ANCON POINT C	100 / 200	ZAPOTAL POSORJA	1500 / 3000	MANTA / SAN MATEO		CHUMUNDE PAMBIL PLAYA RICA C		PAMBIL PLAYA RICA D		PAMBIL PLAYA RICA D		(cont.)
EOCENO	SUPERIOR	SECA SHALES	300	SALANGUILLA GRUPO ANCON	1000	SAN MATEO	800	ZAPALLO	300	ZAPALLO	200	ZAPALLO	1000	(cont.)
EOCENO	MEDIO	⚒ SOCORRO BEDS CLAY PEBLE BEDS MIDLE GRITS	300 / 500	SAN EDUARDO TRANSGRESION	2800	CERRO SAN EDUARDO	800 / 10	SAN EDUARDO		ARENISCA CALCAREA		SANTIAGO ARENISCA CALC. C CALIZAS	500	(cont.)
EOCENO	INFERIOR	ATLANTA SHALES ATLANTA SAND ⚒ STONES	800 / 1100	ENGABAO CHANDUY	1000									(cont.)
PALEOCENO	DANIENSE	S JOSE SHALES ⚒ S. JOSE SAND STONES	120 / 1055	ESTANCIA	2000									(cont.)
CRETACICO	MASTRICHTIENSE			GUAYAQUIL	500 / 650									GUAYAQUIL CALLO CALENTURA
CRETACICO	SENOIVIENSE INFERIOR TURONIENSE CENOMANIENSE			CALLO CALENTURA	3000									(cont.)
NEOCOMIENCE				PIÑON		PIÑON ROCAS VOLCANICAS BASICAS E INTERMEDIAS		PIÑON ROCAS VOLCANICAS BASICAS Y AGLOMERADAS		BASAMENTO VOLCANICO		ROCAS VOLCANICAS INTERMEDIAS MACISAS Y AGLOMERADAS PORFIRITICAS		PIÑON

⚒ FORMACIONES PETROLIFERAS ═ DISCONTINUIDAD OROGENICA D = DISCORDANCIA C = CONGLOMERADO BASAL


MAPA GEOLOGICO
DEL
ECUADOR
POR EL DR. WALTER SAUER
Editado por la Universidad Central de Quito, Rector Dr. JULIO ENRIQUE PAREDES en colaboración con el Ministerio de Economía, Quito, Director General de Minas Lic. GONZALO TORO.
Escala = 1:1 500 000
10 5 0 10 20 30 40 50 60 70 80 90 100 K.
Contribuciones con resultados de Investigaciones Geológicas realizadas por:
IPC.= International Petroleun Co.
WS.= Walter Sauer
SH.Co.= Shell Company of Ecuador
Si.Wa.= Sinclair y Wasson
L.= Liddle
ST.= Stübi
WA= Wallis
Quito, Febrero de 1950
OCEANO PACIFICO
COLOMBIA
IPC.
Quito
W.S.
SH. Co. Y Si. Wa.
Guayaquil
L
ST
W.S.
WA.
PERU
Escala 1:10.000000
OCEANO PACIFICO
COLOMBIA
PERU
GOLFO DE GUAYAQUIL
ZONA EN DISCUSION
Oriente
Costa
Sierra
Rio Napo
Rio Aguarico
Rio Tiputini
Rio Curaray
Rio Pastaza
LINEA SEGUN EL PROTOCOLO DE RIO DE JANEIRO
LEYENDA
Costa | Sierra | Oriente
CUATERNARIO
Cu Sedimentos terrestres y marinos.
Cut Tablazos marinos.
Cu Sedimentos terrestres (Fluvio-lacustres).
Sedimentos fluviolacustres de material volcánico, Tobas volcánicas, Morrenas.
Rocas Volcánicas. A= Andesita. D= Dacita. B= Basalto.
Volcánes apagados.
Volcánes activos.
Cu Sedimentos terrestres. (Mesetas de material volcánico).
TERCIARIO
Pl-M Plioceno (Pl). Mioceno (M). predominante marino.
O Oligoceno marino.
E Eoceno marino
S=Sienita. D=Diorita
t-tm t = Sedimentos de aguas salobre y dulce. tm=Sedimentos marinos.
Rocas y tobas volcánicas pliocénicas y mas antiguas.
Rocas intrusivas G= Granito. GD= Grandiorita. D= Diorita.
t Sedimentos terrestres y marinos. Formación Oriente. (Shell Co.)
CRETACICO
Cr Sedimentos marinos.
Rocas volcánicas. Formación Peñón (IPC).
Crs Sedimentos marinos. (Cretácico superior).
Cri Sedimentos marinos. (Cretácico inferior).
Rocas volcánicas de la Formación diabásica (Sauer). (Diabasas. Porfiritas, Porfidos cuarcíferos).
Cr Sedimentos marinos.
Costa | Sierra | Oriente
JURASICO
Ej Eocretácico y Jurásico.
Ji Jurásico inferior.
PALEOZOICO
P Sedimentos marinos.
P Sedimentos marinos.
Pc Sedimentos marinos del carbonífero y precarbonífero.
ROCAS SEMIMETAMORFICAS (EDAD NO DETERMINADA)
Sm Formación semimetamórfica
Sm Formación semimetamórfica
Sm Formación semimetamórfica.
ROCAS METAMORFICAS (EDAD PRECAMBRICA)
Filitas, Micaesquistos, Gneises (orto y para), Granito presionado.
m Rocas metamórficas.
m Rocas metamórficas.
m Rocas metamórficas.
Fallas
Superposiciones.
Anticlinales.
Sinclinales.
Dibujado por Jorge Sotomayor A.
Instituto Artístico Orell Füssli Soc. An., Zurich (Suiza)


MAPA GEOGRAFICO DE LA
REPUBLICA DEL ECUADOR
COLOMBIA
PERU
OCEANO PACIFICO
GOLFO DE GUAYAQUIL
CORDILLERA OCCIDENTAL
CORDILLERA ORIENTAL
MULLEPUNGU
COR. DEL CONDOR
Esmeraldas
Borbón
Playa Rica
Tulcán
Ibarra
Cotacachi
Imbabura
Cayambe
Nanegal
Cayacali
Pichincha
QUITO
Papallacta
Antisana
Baeza
Cozanga
Cotopaxi
Iliniza
Quilindaña
Latacunga
Tena
Pilaló
Macuchi
Quevedo
Ambato
Chimborazo
Mera
Puyo
Canelos
Guaranda
San Juan
Riobamba
Balzapamba
Babahoyo
Macas
Azogues
Cuenca
Machala
Saraguro
Zaruma
Sn. Lucas
Loja
Zamora
Malacatus
Cariamanga
Macará
Zumba
Pedernales
C. Pasado
Sn. Agustín
Bh. de Caráquez
Chone
Tosagua
Charapotó
Jaramijó
C. Sn. Mateo
Manta
Portoviejo
Pto. Cayo
Jipijapa
C. DE PUCA
Salanguillo
Colonche
Guayaquil
Sta Elena
Ancón
Subibaja
Las Bocas
Zapotal
Posorja
Cononaco
R. Quinindé
R. Guaillabamba
R. Napo
R. Coca
R. Aguarico
R. Güepí
R. San Miguel
R. Tiputini
R. Yasuní
R. Nashiño
R. Cononaco
R. Curaray
R. Bobonaza
R. Pastaza
R. Tigre
R. Corrientes
R. Morona
R. Santiago
R. Zamora
R. Jubones
R. Daule
R. Chone
R. Pajan
R. Marañon
R. Chinchipe
R. Calvas
R. Catamayo
R. Puyango
R. Paute
R. Upano
R. Palora
81°
80°
79°
78°
77°
76°
75°
74°
73°
72°
1°
0°
2°
3°
4°
5°
6°

EXTENSION MAXIMA DEL HIELO GLACIAR PLEISTOCENICO
(GLACIARES, CUENCAS DE ALIMENTACION, NEVIZA)
DE LA REGION ANDINA ECUATORIANA.

CROQUIS

0 10 20 30 40 50 100 KM.

81° 80° 79° 78° 77°

1° 0° 1° 2° 3° 4° 5°

OCEANO PACIFICO

Cotacachi
Cayambe
Sara-urcu
Antisana
Jliniza
Cotopaxi
Quilindaña
Cerro Hermoso
Carihuairazo
Chimborazo
Tungurahua
ALTAR
Sangay

LEYENDA:

NIEVE PERPETUA Y GLACIARES DEL PLEISTOCENO

SUPERFICIE DEL HIELO GLACIAR ACTUAL

W. Sauer.



PRECIOS:

EN EL ECUADOR .... s/. 30,00
EN EL EXTERIOR .... US. $ 3,50
INCLUIDO UN MAPA GEOLOGICO A COLORES